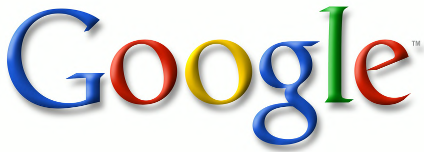
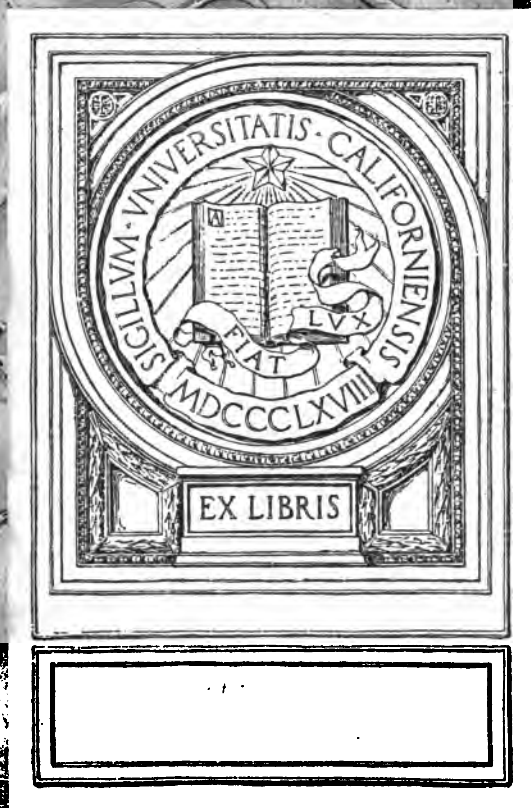





SIGILLVM · VNIVERSITATIS · CALIFORNIENSIS
FIAT LVX
MDCCCLXVIII
EX LIBRIS



Les problèmes de l'Atmosphère

OUVRAGES DU MÊME AUTEUR

La Vie et la Mort du Globe. 1 vol. Bibl. de Philosophie scientifique. Flammarion, éditeur (6e mille).

Physique du Globe et Météorologie. 1 vol. in-8o, Paris, Masson. (Ouvrage couronné par l'Académie des Sciences.)

Le Temps qu'il fait, le Temps qu'il fera. 1 vol. in-8o. Paris, Delagrave, 1912.

Bibliothèque de Philosophie scientifique.

A. BERGET

PROFESSEUR A L'INSTITUT OCÉANOGRAPHIQUE

Les problèmes de l'Atmosphère

AVEC 27 FIGURES DANS LE TEXTE



PARIS

ERNEST FLAMMARION, ÉDITEUR

26, RUE RACINE, 26

1914

AVANT-PROPOS

Les grandes découvertes marchent de pair : elles arrivent toujours à point, dans l'histoire de la Science, pour s'aider les unes les autres et se prêter un mutuel appui.

Après avoir conquis le domaine de l'Océan, l'Homme, impuissant à limiter ses ambitions, vient de s'élancer victorieusement à la conquête de l'Atmosphère, donnant ainsi le plus prodigieux exemple d'évolution, puisqu'en dépit de la nature, d'animal terrestre il se fait animal aérien. Il eût été en droit de demander à la science de l'atmosphère les données nécessaires à la solution du difficile problème qu'il avait à résoudre. Mais, la science de l'atmosphère s'est trouvée en défaut, et c'est probablement la navigation aérienne qui l'aidera à trouver la clef du mystère dont elle est encore faite à l'heure actuelle.

Ce livre n'est pas un « Traité de Météorologie » : il n'a d'autre but que de montrer combien nombreuses sont les inconnues de cette science de l'air, et combien multiples et complexes sont les « problèmes de l'atmosphère ». Je serais bien heureux si la lecture de ses pages orientait quelques travailleurs vers les recherches qu'il faut entreprendre pour en trouver la solution.

ALPHONSE BERGET.

Les problèmes de l'Atmosphère

CHAPITRE I

Les dimensions et la forme de l'atmosphère.

Le globe terrestre, en comprenant sous cette appellation le système de l'écorce solide qui constitue sa carapace externe, du noyau central, qui y est enfermé, et des océans qui la recouvrent en partie, c'est-à-dire de la *barysphère*, de la *lithosphère* et de l'*hydrosphère*, est complètement enveloppé d'un vêtement gazeux dans lequel nous sommes immergés, et qui s'appelle l'*atmosphère*.

Cette enveloppe est encore pour nous, à plus d'un point de vue, un mystère difficile à pénétrer. Bien des choses y sont à connaître, que nous ne soupçonnons même pas; bien des lois y sont à énoncer dont nous n'avons pas encore étudié le mécanisme; bien des forces y sont disponibles, que nous côtoyons sans pouvoir les utiliser.

Ce qui est certain, c'est que l'atmosphère existe, et que les connaissances d'ordre mécanique que nous possédons à son sujet ont précédé, dans la série des découvertes, les connaissances d'ordre chimique et physique que nous avons aujourd'hui.

La première question qui s'est présentée à l'esprit des anciens philosophes fut, en effet, celle de savoir si « l'air était pesant ».

On sait l'expérience célèbre à la suite de laquelle Aristote, qui cependant avait soupçonné la pesanteur de l'air, avait conclu à la négative. Il avait posé une vessie dégonflée sur une balance précise. Cela fait, il avait gonflé d'air cette vessie et l'avait pesée de nouveau. Il n'avait constaté aucun accroissement de poids; donc, disait-il, l'air n'est pas pesant. Mais il avait oublié, en faisant cette expérience, que le principe en vertu duquel les navires flottent à la surface de la mer, s'applique également aux gaz; c'est grâce à ce principe que les aérostats, dirigeables ou non, peuvent se soutenir dans l'atmosphère. Le poids d'air que l'on avait introduit « en surcharge » dans la vessie se trouvait exactement compensé par la poussée archimédienne, dont la valeur était égale au poids de l'air déplacé, c'est-à-dire précisément au poids du volume d'air introduit. L'expérience ne devait donc pas réussir, précisément parce que l'air est pesant, et ce fut Galilée, qui, en 1640, par une expérience directe, démontra la pesanteur de l'air : en comprimant de l'air dans un flacon de verre, il constata l'augmentation de poids de ce récipient : l'air était donc pesant, comme tous les autres corps.

Cependant, pas plus qu'Aristote, l'illustre savant italien n'avait saisi la portée complète de la loi qu'il venait d'établir par cette expérience cruciale, car lorsque, quelques années plus tard, les fontainiers du duc de Florence vinrent lui demander pourquoi l'eau montait dans les tubes des pompes aspirantes, il leur répondit que c'était parce que la nature a l' « horreur du vide ». Mais quand ces mêmes artisans lui demandèrent l'explication du fait que l'eau ne peut, par aspiration, monter à plus de trente-deux pieds, il dit, en manière d'explication, que l' « horreur du vide manifestée par la nature n'allait pas plus loin que trente-deux pieds ».

C'est à Torricelli que revient la gloire d'avoir, non

seulement manifesté la pression causée par l'atmosphère, du fait de la pesanteur de l'air qui la constitue, mais encore d'avoir *mesuré* cette pression, par l'immortelle expérience qu'il fit en 1643. Tout le monde connaît cette expérience, simple et décisive, qui consiste à remplir de mercure un tube fermé à une de ses extrémités et long de trois pieds ; on renverse le tube ainsi rempli au-dessous du niveau du mercure qui remplit une large cuvette, et on retire le doigt avec lequel on l'avait maintenu rempli. On voit alors le tube se vider partiellement, jusqu'à ce que sa hauteur dans le tube atteigne une hauteur de 28 pouces (0^{m},76). L'égalité des pressions à la surface du mercure de la cuvette montre donc que la pression de l'air qui agit à l'extérieur du tube est équilibrée par le poids de la colonne de mercure qui reste à l'intérieur : la hauteur de cette colonne, non seulement *prouve* l'existence de la pression, mais encore la *mesure*.

Pascal, trois ans plus tard, en 1646, montre toute la portée de l'expérience dans sa classique ascension du Puy de Dôme. Si, dit-il, le poids de la colonne de mercure dans le tube de Torricelli équilibre la pression de l'atmosphère au-dessus du lieu de l'expérience, en diminuant l'épaisseur de celle-ci en nous élevant sur une montagne, la hauteur de la colonne de mercure doit être plus faible, ayant à équilibrer le poids d'une épaisseur atmosphérique moins grande. L'expérience, tentée au cours d'une ascension au Puy de Dôme, réussit complètement. A partir de ce jour, on peut dire que la porte était ouverte à l'étude de la météorologie, puisque son instrument fondamental, le *baromètre*, était créé. Enfin, six ans après, en 1652, Otto de Guéricke inventait la machine pneumatique ; il démontrait à nouveau la pesanteur de l'air par l'expérience inverse de celle de Galilée, c'est-à-dire en constatant la diminution de poids d'un ballon où l'on avait fait le vide; il montrait avec beaucoup d'élé-

gance que le principe d'Archimède s'applique aux gaz, à l'aide de son ingénieux *baroscope*, qu'il appelle même, très heureusement, le *baromètre statique;* et, en instituant une grande variété d'expériences sur les effets de la pression atmosphérique et de la raréfaction de l'air, il ouvrait la voie aux recherches expérimentales relatives à l'atmosphère.

On peut dire que l'étude rationnelle de la météorologie date de cette époque.

Les propriétés physiques de l'air étant connues, le problème que l'on chercha à résoudre ensuite fut celui de sa composition chimique. C'est Lavoisier qui en donna la première solution. On connaît la classique expérience de l'oxydation du mercure au contact d'un volume d'air limité, et de la reconstitution du volume d'air initial par le dégagement d'oxygène, dégagement provenant de la décomposition de l'oxyde rouge de mercure par la chaleur. Les chimistes du commencement du XIXe siècle, en multipliant leurs analyses, en augmentant la précision de leurs expériences, constatèrent que les rapports entre l'oxygène et l'azote étaient « simples », que, de plus, ils étaient légèrement variables; les physiciens apportèrent leur argument tiré de la solubilité des gaz composants dans l'eau. On put donc dire : « l'air atmosphérique est un *mélange* et non une combinaison. Nous parlerons plus en détail, dans un chapitre spécial, de sa constitution et des étonnantes découvertes que, dans les vingt dernières années, la science nouvelle a faites sur ce sujet.

Les lois de la physique nous apprennent que les gaz sont compressibles, en même temps qu'ils sont pesants; la densité de l'air doit donc diminuer à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère, puisque les couches supérieures, n'ayant pas à supporter la pression provenant du poids des couches qu'elles laissent

au-dessous d'elles, sont moins comprimées que celles-ci.

La loi de décroissance de la pression doit être d'expression exponentielle, à cause de la nature même des phénomènes, c'est-à-dire que si les hauteurs croissent en progression arithmétique, les pressions doivent décroître en progression géométrique.

Mais cette pression, si elle décroît pour ainsi dire indéfiniment, a-t-elle une limite marquée par les dimensions mêmes de l'atmosphère? Autrement dit, l'air atmosphérique s'étend-il dans tout l'espace céleste, sauf à y être à une pression infiniment petite? ou bien, au contraire, y a-t-il une limite en deçà de laquelle les molécules d'air soient retenues par une force à laquelle elles soient forcées d'obéir? L'étude de cette question n'est autre que la résolution du problème des *dimensions de l'atmosphère.*

Trouver l'épaisseur exacte de l'atmosphère qui nous enveloppe est un problème difficile, non seulement à résoudre, mais même à poser avec précision.

Doit-on, en effet, exiger du milieu aérien pour qu'on puisse encore lui donner le nom d' « atmosphère », qu'il ait les propriétés que nous lui voyons dans ses couches inférieures c'est-à-dire assez d'oxygène pour entretenir la vie et la combustion, une densité suffisante pour que les appareils des navigateurs de l'air puissent s'y soutenir, soit statiquement comme les ballons, soit dynamiquement comme les aéroplanes? Ou faut-il donner le nom d'atmosphère à un milieu, quelque raréfié qu'il soit dans lequel quelques molécules gazeuses, clairsemées et errantes, manifestent encore à l'état infinitésimal la présence des éléments de l'air?

C'est cette dernière manière d'aborder le problème qui semble avoir prévalu auprès des savants modernes. Nous allons résumer les idées admises aujourd'hui sur cet important sujet.

Tout d'abord, avant de parler des dimensions de notre enveloppe gazeuse, demandons-nous quelle peut-être sa « forme ».

Théoriquement, la décroissance de la pression de l'air qui en diminue la densité suivant la loi de la progression géométrique exige que le milieu gazeux soit réparti autour de la Terre en couches concentriques à la Terre elle-même. Or, celle-ci a, nous le savons, la forme d'un ellipsoïde de révolution tournant autour de son petit axe, c'est-à-dire présentant, par rapport à la sphère dont il procède, par l'action de la force centrifuge, un « aplatissement polaire » et un « renflement équatorial ». L'atmosphère doit donc avoir, dans son ensemble, la forme générale d'un ellipsoïde aplati à ses pôles; mais sans doute ce sphéroïde est-il plus aplati que la Terre elle-même, car toute la masse gazeuse, entraînée avec notre globe dans son mouvement diurne de rotation, est soumise à la force centrifuge, et celle-ci est plus grande pour les molécules d'air qui se trouvent au-dessus de l'équateur que pour celles qui sont accumulées près des pôles; de plus (nous le verrons dans un chapitre de ce livre) par suite de l'excès de chaleur que le Soleil répand sur la zone torride, il y a, dans les régions équatoriales, une importante dilatation de l'air, dilatation qui produit une puissante convection des masses gazeuses dans le sens vertical. Pour ces divers motifs, la hauteur de l'atmosphère doit être plus considérable à l'équateur qu'autour des pôles, et l'ellipsoïde gazeux qui nous enveloppe doit être plus aplati que l'ellipsoïde solide sur lequel nous nous agitons au cours de nos fragiles existences.

Cette forme ellipsoïdale est-elle « pure »? Présente-t-elle, au contraire, des déformations soit systématiques, soit localisées? C'est une question à laquelle nous ne pouvons répondre, ni dans un sens ni dans l'autre. Ce qui est certain, c'est que les masses

gazeuses qui forment l'atmosphère, par le fait même que ce sont des « masses », sont soumises à l'inexorable loi de l'attraction. Elles subissent donc les actions des astres voisins, le Soleil et la Lune. Or, les attractions de ces astres produisent sur les océans le majestueux et périodique phénomène des marées; elles le font naître sur l'écorce terrestre elle-même, sur cette écorce dont l'apparente solidité n'est qu'une illusion, et dont les travaux du Dr Hecker, de Potsdam, ont mis en évidence les pulsations minuscules mais régulières. La « marée » doit donc se produire dans l'atmosphère, et doit en soulever et en abaisser périodiquement les couches, comme elle soulève et abaisse alternativement les masses liquides des mers qui recouvrent près des trois quarts de notre planète. Ces marées atmosphériques « doivent » exister; mais leur existence n'a pas encore pu être constatée par l'expérience.

Poisson avait pensé que cette « attraction universelle » à laquelle aucune masse matérielle ne saurait échapper, si elle peut modifier la forme générale de notre enveloppe gazeuse, impose cependant à son épaisseur une limite que celle-ci ne pourrait dépasser et dont il avait calculé la valeur. Voici le raisonnement qu'il faisait : Toute masse matérielle participant au mouvement de la Terre, est affectée par la force centrifuge résultant du mouvement diurne de rotation. Celle-ci est d'autant plus grande que le point matériel sur lequel elle agit est plus éloigné de l'axe terrestre; et, d'autre part, l'attraction varie en raison même du carré de la distance du point attiré au centre de la Terre. Il y a donc, à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère, qu'on s'éloigne de l'axe, un point où la force centrifuge accrue par la distance équilibre exactement l'attraction que cette même distance a diminuée. Et, au delà de ce point, il ne sau-

rait exister de molécules matérielles d'air, sans cela celles-ci seraient « lancées » dans l'espace par la force centrifuge elle-même, supérieure alors à la force attractive. C'est donc l'attraction newtonienne qui assigne une limite à l'atmosphère terrestre.

D'autre part, les travaux des physiciens ont permis de savoir que, à l'équateur, la force centrifuge équivalait à la 289e partie de la force attractive. La force centrifuge croît, d'ailleurs, comme la distance au centre, alors que l'attraction varie en raison inverse du carré de cette distance.

Donc, pour avoir la position du point où ces deux forces se font équilibre, il suffirait d'extraire la racine cubique de 289 : on obtient ainsi le nombre 6,6, qui représente, par conséquent, le nombre de rayons terrestres, comptés à partir du centre de la Terre, au delà desquels il ne peut plus exister de molécules matérielles participant au mouvement de la Terre. Si l'on compte cette distance à partir de la surface extérieure de l'écorce, on trouve 5,6 fois le rayon du globe.

L'atmosphère aurait donc, en chiffres ronds, une épaisseur *limite*, qu'elle ne saurait dépasser, égale à 5 fois et demie le rayon de la Terre elle-même. Telle est la conclusion à laquelle était arrivé Poisson. On voit qu'elle recule énormément les limites possibles de l'atmosphère qui nous entoure. Mais on a le droit de se demander si ce calcul est bien légitime. Peut-on admettre, en effet, que les molécules d'un gaz, au degré de raréfaction où elles se trouvent à ces énormes distances de la Terre, participent au mouvement du globe en en suivant strictement les lois? Aujourd'hui, la théorie cinétique des gaz nous a appris qu'une masse gazeuse est formée d'un ensemble de molécules, animées de vitesses variées et considérables, se heurtant en tous sens, et dans lequel la force vive moyenne des molécules représente la température du gaz.

Les gaz légers ont des vitesses moléculaires bien supérieures à celles des gaz lourds; avec la masse que l'on croit maintenant être celle des molécules d'hélium et d'hydrogène, on trouve que leur vitesse moyenne doit être du même ordre de grandeur que celle qu'il faudrait imprimer à un projectile pour qu'il pût dépasser ce point neutre de l'espace où l'attraction équilibre la force centrifuge.

Dans ces conditions, les molécules-projectiles d'hélium et d'hydrogène, dépassant le point neutre, seraient saisies par l'attraction solaire, et notre astre central nous arracherait ainsi, atome par atome, l'hélium et l'hydrogène de notre atmosphère. C'est, pour la Terre, un juste châtiment de ses anciennes captures; car, n'a-t-elle pas, par ce même procédé, dépouillé la Lune, dont la force d'attraction était plus faible, non seulement de son hydrogène, mais encore de la presque totalité de son atmosphère, usant brutalement de ce « droit du plus fort », que le Soleil, aujourd'hui, commence à exercer à son tour?

Nous aurons, d'ailleurs, l'occasion de revenir sur ces questions intéressantes en étudiant la pression de l'atmosphère.

Si l'on se place maintenant au point de vue *pratique*, la limite de l'atmosphère, calculée par Poisson, serait, en tout cas, loin d'être atteinte, et représenterait la distance maximum à laquelle des molécules gazeuses dépourvues de vitesse propre pourraient être retenues dans la zone d'attraction terrestre. Mais ces molécules isolées, clairsemées, rarissimes, ne constituent pas une « atmosphère » au point de vue effectif : ce sont des « éléments d'un milieu », mais ce n'est pas « un milieu ».

Comment déterminer la limite pratique à laquelle s'arrête « le milieu »? Plusieurs méthodes ont été employées dans ce but.

On a d'abord mis à profit la durée du crépuscule. L'astronomie nous fait connaître la loi exacte qui règle les positions relatives de la Terre et du Soleil. Nous connaissons donc avec précision, pour un lieu donné, l'heure à laquelle le Soleil disparaît au-dessous de l'horizon de ce lieu. Cependant, le ciel continue à être éclairé assez longtemps après le coucher du Soleil : la diffusion de la lumière par les molécules

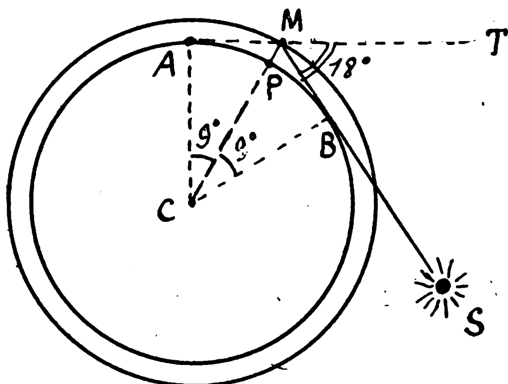


Fig. 1. — Détermination de l'épaisseur de l'atmosphère par l'observation de la durée du crépuscule.

de l'atmosphère explique cette luminosité; mais, cette luminosité décroît à mesure que le Soleil, continuant sa route apparente autour de la Terre, s'abaisse de plus en plus, et la moyenne de toutes les observations montre qu'elle cesse complètement quand l'astre est à 18° au-dessous de l'horizon du lieu.

Dans ces conditions, il est possible de déterminer l'épaisseur de l'atmosphère, comme le montre la figure 1. En effet; supposons l'observateur placé en un point A de la surface terrestre; la dernière molécule atmosphérique que les rayons solaires peuvent encore éclairer, et qui sera visible pour lui

s'obtiendra en menant de A une tangente à la Terre, tangente arrêtée à la limite de l'atmosphère; d'autre part, l'expérience montre que le rayon solaire ultime, tangent à la Terre, par conséquent, est incliné de 18° sur l'horizon AT. Dans ces conditions, nous savons que l'angle aigu du triangle rectangle ACM est de 9°. Le côté AC de ce triangle est égal au rayon de la Terre; l'hypoténuse CM est égale à ce rayon augmenté de l'épaisseur inconnue, MP, de l'atmosphère : un calcul de trigonométrie élémentaire permet dès lors de calculer la longueur de l'hypoténuse, et par suite l'épaisseur de l'atmosphère à l'aide du cosinus de l'angle de 9°.

On a ainsi trouvé pour la limite de l'atmosphère une hauteur de *80 kilomètres* environ; nous verrons l'importance de ce chiffre de 80 kilomètres, confirmé, au point de vue de la limite de l'atmosphère « effective », par des phénomènes de lumière et de son.

On a cherché à évaluer l'épaisseur de l'enveloppe gazeuse de la Terre, en mettant à profit l'observation des étoiles filantes.

Et c'est la limite de 200 kilomètres que l'on trouve comme résultat de l'observation de ces traits de feu qui sillonnent le ciel à certaines époques de l'année. Ces « météorites » sont des corps minéraux qui deviennent incandescents dès qu'ils rencontrent une atmosphère où il reste assez de molécules gazeuses pour exercer sur eux un frottement susceptible de dégager suffisamment de chaleur pour les porter à l'incandescence et les rendre visibles. Les astronomes ont observé la limite supérieure à laquelle apparaissent ces météorites et ont trouvé ainsi 200 kilomètres environ.

On peut donc assigner à notre atmosphère une épaisseur pratiquement limitée à 200 kilomètres. Et hâtons-nous de dire que la pression, à cette hauteur

limite, doit être extrêmement faible; théoriquement elle n'est plus, à cette altitude, qu'une minime fraction de millimètre. Ce que l'on peut dire, c'est qu'il existe, à cette hauteur, juste assez de molécules gazeuses pour que le phénomène de l'incandescence, par frottement d'un corps animé d'un mouvement très rapide, puisse se produire. L'atmosphère propre à la vie, celle dans laquelle se meuvent les oiseaux, ne dépasse certainement pas 10.000 mètres; la plus haute ascension en ballon « monté », le record d'altitude atteint par des hommes est de 10.800 mètres : encore ne pouvaient-ils y vivre que moyennant des inhalations continues d'oxygène, pour suppléer à la rareté de ce gaz dans ces régions élevées. D'après les observations des voyageurs, le condor, le roi des Andes, ne dépasse guère l'altitude de 8.000 mètres.

A 40.000 mètres environ, la masse gazeuse est cependant assez importante pour pouvoir soutenir un aérostat par la poussée archimédienne; non pas un aérostat « monté », dont les passagers ne pourraient plus vivre à cette altitude, mais un *ballon-sonde*, lancé dans l'atmosphère et n'emportant que des appareils enregistreurs, témoins incorruptibles qui rapportent fidèlement la mesure de l'altitude atteinte par l'inscription du baromètre, et celle de la température. Or, le 17 décembre 1912, un ballon-sonde, lancé par l'Observatoire de Pavie, atteignit l'altitude de 37.700 mètres, à laquelle le baromètre ne marquait plus que 2 millimètres et le thermomètre accusait 51° au-dessous de zéro. C'est actuellement le « record du monde » en matière d'ascension.

La conclusion à en tirer, au point de vue qui nous occupe en ce moment, est qu'aux environs de 40 kilomètres d'altitude, l'atmosphère peut encore soutenir et faire monter un ballon. Si elle n'est plus suffisante « physiologiquement », du moins l'est-elle encore « statiquement ».

Mais, comme nous le verrons plus loin, des travaux récents ont conduit à supposer que l'atmosphère se continuait sans brusque discontinuité jusqu'à l'altitude de 80 kilomètres, à laquelle sa constitution subit un changement important.

C'est cette couche inférieure de 80 kilomètres, qui renferme l'oxygène et l'azote; au delà de 100 kilomètres commence une atmosphère, très raréfiée, il est vrai, mais à peu près uniquement constituée d'hélium et d'hydrogène. C'est la couche inférieure, de 0 à 100 kilomètres, que nous appellerons *atmosphère effective*.

Comment se subdivise cette couche? les strates gazeuses constitutives en sont-elles identiques et simplement superposées par ordre de densités décroissantes, ou, au contraire, ces tranches élémentaires jouissent-elles de propriétés physiques ou mécaniques différentes suivant l'altitude qu'elles occupent?

Teisserenc de Bort, de qui l'on peut dire qu'il fut, avec Hildebrandsonn, le créateur de la météorologie dynamique, divisait l'*atmosphère effective* en trois couches (fig. 2).

La première est comprise entre la surface terrestre et l'altitude moyenne de 3.500 mètres environ (entre 3.000 et 4.000 mètres). C'est dans cette couche que se produisent toutes les perturbations atmosphériques, les bourrasques, les cyclones, les grandes fluctuations barométriques dont dépendent les mouvements de translation horizontale des masses d'air et qui constituent les tempêtes ou la circulation générale inférieure. C'est dans cette couche inférieure que se trouve la presque totalité de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, que se trouvent également les poussières d'origine animale, végétale ou minérale. C'est dans cette couche inférieure *seulement* que l'on peut affirmer la constance approchée dans la composition

de l'air atmosphérique, constance assurée par le brassage incessant que font subir aux masses gazeuses les courants qui les agitent sans trêve. L'étude de l'atmosphère dans cette couche commence à être bien faite, car point n'est même besoin d'y lancer des

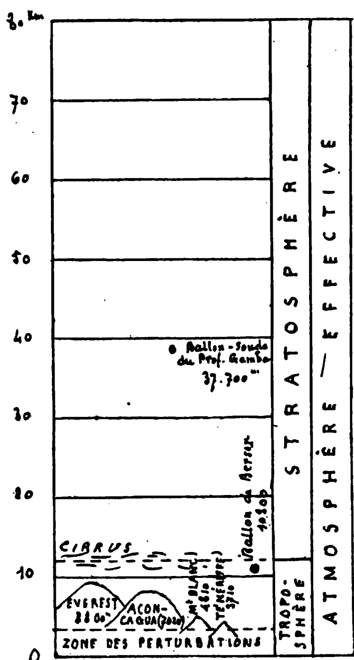


Fig. 2. — Divisions de l'atmosphère.

ballons-sondes : les cerfs-volants d'une part, les ballons montés de l'autre, en permettent l'étude approfondie et précise.

La seconde couche est comprise entre 3.500 et 11.000 mètres d'altitude. Ici, plus ou presque plus de mouvements horizontaux de translation, sauf dans

les parties les plus élevées où des courants de retour font voyager les *cirrus*, ces légers nuages, formés d'aiguilles de glace, qui semblent, par leur présence, marquer la hauteur limite à laquelle l'homme peut s'élever. On n'y rencontre que des mouvements verticaux de convection, soit ascendants, soit descendants. L'ensemble de ces deux premières couches, dont l'épaisseur totale est de 10.000 à 12.000 mètres, constitue ce que Teisserenc de Bort appelle la *troposphère*.

Au-dessus de la troposphère, et jusqu'aux limites de l'atmosphère effective, est une couche où les gaz, en repos presque complet, ne sont animés d'aucun mouvement. Ils se superposent en couches de densité logarithmiquement décroissantes; on ne les y peut étudier qu'à l'aide de ballons-sondes. Cette couche est désignée sous le nom de *stratosphère*; on n'y observe plus de nuages; la température y est toujours très basse : nous verrons dans un chapitre ultérieur comment s'y établit la loi de sa variation. La surface de séparation entre la troposphère et la stratosphère se détermine avec une précision relativement grande, soit par l'observation de la hauteur maximum à laquelle se forment les nuages, soit par les observations des lueurs crépusculaires. On a constaté, en outre, que les masses de fumée lancée par les cratères des volcans en éruption s'élèvent en colonnes droites à travers la troposphère et commencent à s'élargir, à s'étaler en nappes horizontales à partir de la stratosphère. Ceci semble démontrer que les courants ascendants cessent de se faire sentir à partir de l'altitude de 10 à 12 kilomètres.

Cependant, comme nous l'avons signalé plus haut, certaines raisons conduisent à supposer qu'à partir de l'altitude de 75 à 80 kilomètres, l'atmosphère terrestre présente une nouvelle discontinuité et que ses propriétés et sa composition subissent des changements

assez brusques. Déjà, l'étude des phénomènes lumineux crépusculaires conduit à penser qu'il y a une couche réfléchissante entre 75 et 80 kilomètres de hauteur. De plus différents observateurs ont aperçu, entre 1885 et 1887, à une hauteur moyenne de 80 kilomètres, des nuages lumineux que nous n'observons plus aujourd'hui, et qui, selon toute vraisemblance, étaient des résultats de l'éruption du Krakatoa qui, arrivée en 1883, peut être considérée justement comme le plus violent paroxysme volcanique qui se soit produit depuis que les hommes écrivent l'Histoire.

Nous verrons au chapitre III que les couches supérieures de l'atmosphère doivent être composées presque uniquement d'hydrogène. Est-ce à cette altitude de 80 kilomètres que commence cette prédominance de l'hydrogène, et cette prédominance, succédant à celle de l'azote, se fait-elle par voie de continuité ou, au contraire, l'altitude de 80 kilomètres marque-t-elle, comme le pensent quelques savants en se basant sur l'étude de certains phénomènes sonores, une zone de discontinuité? Nous ne le savons pas; seules, des analyses d'air puisé à l'aide de ballons-sondes pourraient nous renseigner d'une façon matérielle, mais le plus heureux de ces ballons n'a encore atteint que l'altitude de 37.700 mètres.

Il y a donc là un gros point d'interrogation dans l'histoire de notre atmosphère. Toutefois, nous pouvons retenir de tout ceci que, dans cette couche de 80 kilomètres qui semble constituer l'atmosphère effective, les trois ou quatre premiers kilomètres à partir de la surface terrestre sont seuls le siège des mouvements tourbillonnants les plus importants que comporte la troposphère. Ce résultat des observations est en tout conforme à l'admirable théorie d'Helmholtz sur les vagues et les perturbations atmosphériques, théorie que nous résumerons en parlant de la circulation générale de l'atmosphère.

Mais, la curiosité de l'homme devant la Nature est insatiable; nous savons que cette couche gazeuse qui est au-dessus de l'altitude de 80 kilomètres, à 100 au maximum, présente des propriétés inattendues. Et déjà nous nous demandons, ce qui est bien légitime, si nous avons idée de ce qu'il y a « au-dessus ».

Les travaux du Dr Wegener ont éclairé la question d'un jour nouveau; et bien que ce soit quelque peu anticiper sur les chapitres ultérieurs de ce livre, il est utile de mentionner, dès à présent, les résultats auxquels il est arrivé. Aussi bien, dans l'exposé des problèmes qui restent à résoudre relativement à ce milieu presque infini qu'est l'atmosphère, où les gaz se répandent chacun comme s'il était seul, occupant tout l'espace qui lui est offert sans souci de ses semblables, est-il difficile de tracer entre les diverses parties de la question des limites trop précises. Tout se tient dans la science de l'air. Dans l'étude d'aucune de ses propriétés définies, on ne saurait sans inconvénient faire abstraction des autres. Notre incursion sur ce terrain réservé à un des chapitres suivants sera donc sans inconvénient, surtout pour le lecteur curieux de connaître les idées nouvelles que les dernières découvertes ont fait éclore.

Comme nous le verrons avec plus de détails au chapitre des variations de la pression, dans la stratosphère, l'azote tend à prédominer; cette tendance à la prédominance de l'azote va en augmentant jusque vers la hauteur de 40 kilomètres environ. Après cela, il diminue et c'est l'hydrogène qui manifeste de plus en plus son autorité : à 60 kilomètres il y a déjà, dans l'atmosphère raréfiée de ces altitudes, 13 °/₀ d'hydrogène contre 7 °/₀ d'oxygène, 77 °/₀ d'azote et 1 °/₀ d'hélium. Mais dès qu'on dépasse l'altitude de 75 à 80 kilomètres, c'est l'hydrogène qui domine et à partir de 80 kilomètres, nous sommes en présence d'une atmosphère presque entièrement composée d'hydrogène et

d'hélium. La surface de séparation de cette couche avec la stratosphère sous-jacente est assez nette, la différence de densité est assez tranchée pour donner lieu à des phénomènes de réflexion totale des sons dont nous parlerons plus tard.

A partir de 100 kilomètres, l'azote a disparu ; il n'en reste plus que 1 °/₀ contre 4 °/₀ d'hélium et 95 °/₀ d'hydrogène. Mais alors apparaît un nouveau gaz, dont la teneur dans l'atmosphère doit aller en augmentant dans les couches supérieures, pour les mêmes raisons que l'hydrogène l'a emporté sur l'azote dans les couches prédédentes : c'est le *géocoronium*.

Ce gaz, identifié par l'analyse spectrale dans le spectre des aurores polaires, n'a pas encore été isolé ; on n'en a jamais eu le moindre centimètre cube dans un laboratoire, et cependant on peut, presque avec certitude, en affirmer l'existence. Voici quelles raisons on a de penser ainsi. Nous avons vu qu'au delà de 100 kilomètres commence la zone hydrogénée de l'atmosphère. C'est dans cette zone qu'apparaissent les bolides et les étoiles filantes ; échauffés par le frottement contre les molécules d'hydrogène de cette zone, ces météores, grâce à leur énorme vitesse, arrivent ainsi à l'incandescence ; mais à leur entrée dans la stratosphère, ils pénètrent dans la zone de l'azote qui les refroidit et leur incandescence s'éteint brusquement. La zone hydrogènée se continue jusque vers 200 kilomètres. A partir de cette altitude le géocoronium commence déjà à être en proportion égale à celle de l'hydrogène, et plus haut, il va l'emporter à cause de sa légèreté plus grande. Alors commence une nouvelle tranche de l'atmosphère dont l'altitude, si l'on admet les résultats que fournissent les observations de phénomènes lumineux, dépasse 500 à 600 kilomètres. C'est dans cette tranche que se produisent les aurores polaires, qui nous ont montré l'existence de cette quatrième partie de l'atmosphère.

Les aurores polaires, en effet, sont une manifestation électrique, une décharge comme celle qui se produit dans un tube à gaz raréfié, comme le tube de Crookes. Les arcs lumineux que les voyageurs polaires ont eu l'occasion de constater et d'étudier au cours de leurs hivernages partent de cette quatrième tranche atmosphérique. Or, dans l'analyse, faite au spectroscope, de la lumière qu'ils émettent, on a constaté à côté de l'existence des raies de l'azote et de l'hydrogène, l'apparition de raies nouvelles n'appartenant à aucun corps connu, et l'une d'entre elles, de longueur d'onde 577 $\mu\mu$, était particulièrement nette. Cette raie était tellement voisine de celle du krypton que les astrophysiciens les plus éminents, comme Higgins, Schuster et sir W. Ramsay, conclurent à la présence de gaz dans la couche atmosphérique où apparaîtrait l'arc brillant. Alors l'astronome allemand Scheiner pensa, au contraire qu'il s'agissait d'un corps nouveau, car, le krypton est un des gaz dont la densité, voisine de 4, est la plus forte, tandis que les gaz légers seuls peuvent subsister dans les très grandes altitudes atmosphériques. Le Dr Wegener confirma les vues de l'astronome de Potsdam et admit que le nouveau gaz, à qui il fallait bien attribuer la propriété « exclusive » de la raie 577 $\mu\mu$, était le même que le *coronium* décelé par le spectroscope dans la « couronne solaire » : il le nomma le *géocoronium*.

Ainsi, voici un nouvel élément constitutif de l'atmosphère ; il est plus léger que l'hydrogène, plus léger que l'hélium ; ses molécules, par leur légèreté même, échappent à la captivité dans les couches inférieures de l'air pour se cantonner aux altitudes dépassant 600 ou 800 kilomètres. Leur vitesse les chasse, hors de la zone d'attraction, vers le Soleil qui les aspire, comme il aspire l'hélium et l'hydrogène de notre atmosphère.

Et l'existence de ce nouveau gaz, dont les molécules

errantes vont de la Terre au Soleil, nous fait penser à l'impossibilité de fixer une limite à l'atmosphère terrestre, au sens géométrique du mot. Dès lors, c'est par une chaîne continue de molécules de plus en plus raréfiées que l'on passe de l'atmosphère que nous respirons à cet espace qui ne saurait être « vide » au sens absolu du mot, puisqu'il est rempli de molécules voyageuses, mais dans lequel la pression tombe au-dessous de toute valeur concevable, jusqu'à ce qu'il atteigne les régions supérieures de la « couronne solaire », où commence l'atmosphère de l'astre central : *Natura non facit saltus !*

CHAPITRE II

La composition de l'atmosphère.

Les physiciens, depuis les origines jusque vers la fin du XVIIIe siècle, admettaient sans discussion que « l'air » était un *élément*, c'est-à-dire un des constituants nécessaires et indécomposables de la nature. On sait que les savants d'alors prenaient comme base de leur connaissance l'existence de quatre éléments : l'air, l'eau, la terre et le feu.

C'est Lavoisier qui eut la gloire d'ouvrir la voie à la chimie moderne qu'il a, pour ainsi dire, créée, en montrant que les trois premiers de ces éléments, l'air, l'eau, la terre n'étaient pas simples et que le quatrième, loin d'être un « élément » n'était qu'un « phénomène ». Et cette démonstration fondamentale, il l'a faite précisément en décomposant l'air en deux autres corps qui le constituent pour la plus grande partie : l'oxygène et l'azote.

Aujourd'hui, les chimistes réservent le nom d'*éléments* aux corps, extraits des substances que nous présente la nature et qui ne sont pas susceptibles d'être décomposés ou du moins que la science n'est pas encore parvenue à décomposer en d'autres corps. On réserve à ces « éléments chimiques » le nom de corps « simples » ; cet adjectif n'est qu'un qualificatif provisoire : il signifie seulement qu'on n'a pas encore pu les décomposer jusqu'à ce jour.

Comment Lavoisier est-il arrivé à cette notion de l'air « complexe » et non plus « simple », comme le croyaient ses devanciers et ses contemporains? Rappelons brièvement les grandes étapes de la découverte.

Dès l'année 1630, un médecin français, Jean Rey, avait observé que les métaux chauffés au contact de l'air augmentaient de poids et, pour expliquer ce fait, il admettait qu'une partie de l'air se fixait sur ces métaux pour les transformer en « chaux » : il faut se souvenir qu'à cette époque les alchimistes donnaient le nom générique de « chaux » à tous les corps que nous appelons aujourd'hui des oxydes.

En 1669, un savant anglais, John Mayow, exprime cette idée d'une manière plus nette encore : il estimait que dans l'air existent les particules susceptibles d'opérer la nitrification, d'oxyder les métaux et également indispensables à la respiration des animaux et à la combustion.

Lavoisier résolut le problème, en 1774, par la célèbre expérience qui établit à la fois la complexité de l'air et sa constitution. L'illustre savant eut recours à la propriété que possède le mercure de se combiner directement à l'oxygène au voisinage de sa température d'ébullition, c'est-à-dire vers 360 degrés; mais, au lieu d'opérer cette combinaison dans l'air illimité, il la forçait à s'effectuer dans une atmosphère *limitée*.

A cet effet, il prit un ballon contenant du mercure, dont le col, deux fois recourbé, s'engageait sous une cloche pleine d'air et reposait sur une cuve à mercure; le mercure du ballon était chauffé à l'ébullition, celui de la cuve sur laquelle reposait la cloche était froid. Après avoir noté avec le plus grand soin la température, la pression et le volume de l'air enfermé sous la cloche, le mercure du ballon fut porté à l'ébullition et y fut maintenu durant douze jours entiers. Au bout de ce temps, on constata que le mer-

cure du ballon s'était recouvert d'une poudre rouge, c'était l'oxyde de mercure formé par l'union directe du métal et de l'oxygène confiné dans l'appareil : cet oxyde était celui-là même que les chimistes de l'époque appelaient « précipité *per se* » pour rappeler par ce nom sa formation directe. Après refroidissement complet de tout l'appareil, le volume de gaz restant n'était que les 6/7 environ du volume initial; il était constitué par un gaz complètement impropre à la respiration. Pour compléter sa démonstration, Lavoisier recueillit les pellicules rouges formées sur le mercure; il les chauffa dans un petit matras de verre en recueillant avec soin le gaz résultant de cet échauffement. Le volume de ce gaz fut exactement égal à la diminution de volume observée dans l'expérience précédente; le gaz ainsi recueilli entretenait vivement la combustion : c'était l'*oxygène*. Au contraire, le gaz résiduel de la première opération n'entretenait ni la combustion, ni la vie; des animaux introduits sous une cloche qui en étaient remplie y succombaient asphyxiés : c'était l'*azote*.

Ainsi le génie de Lavoisier avait du premier coup résolu le grand problème : l'air n'était pas un élément simple; il était formé de deux gaz : l'un, l'*oxygène*, propre à la combustion et à la respiration, se combinant aisément avec les autres corps de la nature; l'autre, rebelle à toute combinaison, incapable d'entretenir la combustion des corps allumés ou la respiration des êtres vivants, c'était l'*azote*, et ces gaz étaient en proportion très inégale.

L'expérience de Lavoisier eut un immense retentissement. Les déterminations quantitatives de la composition de l'air furent aussitôt faites de tous côtés; Cavendish donna le premier la composition exacte de l'air atmosphérique qu'il trouva formé de 21 parties d'oxygène et de 79 parties d'azote. Plus tard, Dumas,

Boussingault, Regnault, Reiset poussèrent au maximum la précision des analyses.

Pendant ce temps, la chimie s'était fondée sur les bases posées par Lavoisier et Berthollet. On distinguait les « combinaisons » des « mélanges ». Les analyses de l'air, de plus en plus nombreuses, de plus en plus précises, permirent aux chimistes de dire : « L'air est un mélange et non une combinaison. » Des considérations que les physiciens basèrent sur la solubilité, la diffusion, l'indice de réfraction des mélanges vinrent confirmer ces faits et, à partir de la première moitié du XIXe siècle, il fut admis comme vérité scientifique que l'air était un simple mélange d'oxygène et d'azote composé, *en volume*, de 20,81 parties d'oxygène et de 79,19 d'azote, avec des quantités très faibles d'acide carbonique, d'ozone, d'ammoniaque, d'hydrogène carboné et d'autres gaz.

L'acide carbonique est à la dose de 1/3.000e, en moyenne. De plus, l'air contient toujours une proportion variable de vapeur d'eau et cette proportion peut varier de 1/1.000e du volume de la masse d'air considérée jusqu'à 1/30e de cette même masse.

Nous aurons l'occasion d'examiner séparément l'importance respective de la vapeur d'eau et de l'acide carbonique dans l'atmosphère terrestre.

Les procédés d'analyse des gaz en usage pendant le XIXe siècle furent employés par les chimistes pour étudier et préciser la composition de l'air atmosphérique en divers lieux et à différentes altitudes. En opérant sur des échantillons recueillis, soit au-dessus des mers, soit au-dessus des continents, on constata que la composition de l'air était sensiblement constante, au moins dans les couches de l'atmosphère comprises entre 0 et 8.000 à 10.000 mètres. De petites différences furent trouvées qui confirmaient bien l'état de simple mélange de l'air atmosphérique.

On pouvait donc affirmer que l'air était un « mélange »

d'oxygène et d'azote dans la proportion de 21 parties du premier gaz contre 79 du second, en nombres ronds.

Mais, en 1882, les données changèrent complètement par la suite d'une découverte capitale due à lord Rayleigh et à sir William Ramsay.

Lord Rayleigh, ayant en vue une étude complète des propriétés chimiques des gaz simples, avait entrepris de déterminer, avec le maximum d'exactitude que fournissent les instruments si parfaits de la physique moderne, la densité de l'azote, de l'oxygène et de l'hydrogène, voulant continuer les travaux de Regnault et en augmenter, si possible, la précision par l'élimination des minimes causes d'erreur.

Pour déterminer ces densités, il fallait d'abord avoir les gaz étudiés à l'état de pureté absolue.

Or, on sait que, pour obtenir de l'azote, il y a deux méthodes bien distinctes :

On peut d'abord extraire l'azote de son grand réservoir qui est l'air atmosphérique; à cet effet, on fait passer un courant d'air sur une substance capable de se combiner à l'oxygène qu'il contient : cet oxygène est ainsi, pourrait-on dire, « happé » au passage par le corps avec lequel il se combine, et le gaz qui sort de l'appareil est de l'azote pur, que nous pouvons appeler de l'azote « atmosphérique ».

On peut ensuite extraire par la chaleur l'azote d'un de ses composés; on peut, notamment, chauffer une solution d'azotite d'ammonium. On obtient encore de l'azote en chauffant du bichromate d'ammoniaque solide. Par ces deux procédés on peut obtenir de l'azote pur que nous appellerons de l' « azote chimique ».

Afin de multiplier ses expériences et d'obtenir le plus de probabilités pour ses résultats, lord Rayleigh détermina successivement la densité d'échantillons

d'azote préparé de ces diverses manières. Or, toujours il constata que l'azote atmosphérique était légèrement plus dense que l'azote chimique.

Ce surcroît de densité le surprit tout d'abord, et il crut à des erreurs, soit dans la préparation des gaz, soit dans la détermination des densités; mais la précision constante avec laquelle l'illustre physicien avait déterminé la densité des autres gaz lui permettait de compter sur la précision certaine de la quatrième décimale de ses nombres; il pouvait répondre du chiffre des dix millièmes. Or, l'écart qu'il constatait portait sur le chiffre des centièmes. Il était assez sûr de lui pour ne pas pouvoir admettre sans discussion une pareille discordance, et il s' « étonna ».

Mais, comme l'a si admirablement dit Pasteur, « savoir s'étonner à propos est le premier pas fait sur la route de la découverte! » Lord Rayleigh refit expériences sur expériences; il édifia plusieurs théories successives pour expliquer cet inexplicable désaccord, et enfin il fit appel à la collaboration de sir William Ramsay. De cette collaboration des deux grands savants sortit la clef de l'énigme et la découverte de cinq nouveaux gaz simples.

Sir W. Ramsay eut l'idée de prendre de l'azote déjà extrait du gaz atmosphérique et de le faire passer sur du magnésium chauffé au rouge : il constata que la densité de l'azote augmentait par cette opération. S'était-il produit un gaz formé d'azote « condensé », qui serait à l'azote pur ce que l'ozone est à l'oxygène? Les deux savants étaient hésitants. Ils interrogèrent alors le spectroscope qui leur répondit, comme toujours, avec son infaillible sûreté : il leur fit voir, dans le résidu de l'opération longtemps répétée, certaines lignes qui n'appartenaient au spectre d'aucun gaz étudié jusqu'alors. Lord Rayleigh, de son côté, en faisant la synthèse de l'azotate de sodium par l'action de l'étincelle électrique sur l'azote extrait

de l'air mis en présence d'une dissolution de soude, constatait que l'azote n'est jamais totalement absorbé : il laisse un résidu, et le spectroscope montrait, dans le spectre de ce gaz résiduel, les mêmes raies que sir W. Ramsay venait de constater par une expérience différente.

Il n'y avait donc plus de doute : un nouveau gaz, plus inerte encore que l'azote, existait dans l'air atmosphérique. Les déterminations quantitatives des deux savants montrèrent même ce fait absolument inattendu : c'est que le nouvel élément existait dans l'air dans la proportion d'*un centième !* A cause de son inertie chimique, ils le nommèrent l'*argon*, du grec *a*, privatif, et *ergon*, travail, indiquant ainsi, par le nom qu'ils lui donnaient, que le nouveau gaz refusait d'entrer en combinaison avec les autres éléments de la chimie.

Depuis quelques temps, des savants américains avaient découvert un fait bien curieux : des minerais rapportés du Groenland fournissaient, lorsqu'on les chauffait énergiquement, un dégagement gazeux qui semblait composé d'azote. Dès que l'argon fut découvert, ses auteurs cherchèrent s'il existait des combinaisons du gaz nouveau ; ils répétèrent l'expérience de la décomposition des minerais de clévéite groenlandaise sous l'action d'une forte chaleur, et ils découvrirent, en étudiant le spectre du gaz ainsi dégagé, que ce spectre contenait, non pas les raies caractéristiques de l'azote non plus que celles de l'argon, mais bien une raie jaune qui n'existait dans aucun corps connu à la surface du globe ou dans l'atmosphère terrestre. Or, lors de l'éclipse totale de Soleil au cours de laquelle il avait découvert la « Couronne » solaire, Janssen avait découvert également dans le spectre solaire une raie inconnue avant lui. Cette raie, jaune comme celle dont lord Rayleigh

et sir W. Ramsay venaient de constater la présence, n'appartenait à aucun corps connu sur la Terre : elle caractérisait donc un corps nouveau, existant dans le Soleil, corps qui reçut, à cause de son habitat, le nom d'*hélium*.

Les deux savants anglais purent identifier complètement la raie de l'hélium avec celle qui caractérisait le gaz qu'ils avaient dégagé de la clévéite : ce minéral contenait donc de l'*hélium*, et ce dernier élément n'était plus le monopole exclusif du Soleil puisqu'on venait de le retirer du sein même de la Terre.

Une fois que la présence de l'hélium dans l'écorce solide du globe fut nettement établie, il arriva ce qui arrive toujours en de semblables conjonctures : on en trouva partout, dans les rochers, dans les sources thermales; enfin (et c'est ce qui nous intéresse particulièrement) sa présence, à dose micrométrique, il est vrai, fut constatée dans l'atmosphère. L'*hélium*, gaz très léger, dont la densité est 0,1368 de celle de l'air lui-même, est, par conséquent, presque aussi léger que l'hydrogène, dont la densité est 0,0695.

Dès que sa présence dans l'atmosphère fut certaine, on chercha naturellement à le doser, mais sa teneur extrêmement faible eût rendu l'expérience à peu près impossible, sans la découverte de la liquéfaction pratique de l'air. Le physicien anglais Hampson avait réalisé un appareil permettant d'obtenir des quantités importantes d'air liquide ; tous ceux qui ont visité à Londres, vers 1896, le laboratoire de la « Royal Institution « ont conservé le souvenir des prestigieuses expériences que sir James Dewar y avait réalisées pour la première fois et qui sont aujourd'hui courantes et même popularisées par le cinématographe. Sir William Ramsay se servit de l'air liquide qu'il put obtenir en assez grande quantité, et fit évaporer ce gaz, réalisant ainsi, sur le mélange liquéfié des gaz multiples de l'atmosphère, une véri-

table *distillation fractionnée* analogue à celles que les chimistes exécutent journellement dans leurs laboratoires.

Les ultimes résidus de l'évaporation de l'air liquide, les dernières gouttes, donnèrent un gaz de densité 2,6, caractérisé par deux raies très nettes, l'une verte, l'autre jaune : sir William Ramsay lui donna le nom de *krypton*, qui, en grec, signifie « dissimulé ». Cette découverte du krypton à l'aide de la distillation fractionnée de l'air liquide n'était qu'un début, une indication; elle constituait, de fait, une méthode nouvelle de recherches et elle manifesta bien vite sa fécondité.

En prenant, non plus de l'air liquéfié, mélange d'azote, d'oxygène, d'argon et de krypton, mais bien de l'*argon* liquide, et en le soumettant à son tour à la distillation fractionnée, on put extraire deux nouveaux gaz : l'un, le *néon*, caractérisé par un éclatant spectre de raies, dont la densité était 0,688; l'autre, le *xénon* (l' « étranger », en grec), de forte densité. Ce gaz complétait donc la série des « gaz rares » existant dans l'atmosphère terrestre.

Ces gaz rares, ces gaz « nobles », comme les appellent les physiciens anglais, sont caractérisés par leur inertie : ils ne se combinent avec aucun corps connu. Le professeur Ch. Moureu a vérifié leur présence dans toutes les eaux minérales, dans les émanations gazeuses échappées du sol, dans les redoutables grisous des galeries de mines. Le savant chimiste a constaté que, sauf pour l'hélium, qui est un des produits des émanations radioactives, il y a un rapport mutuel constant entre les gaz rares, argon, krypton, néon et xénon, que l'on trouve dans les sources minérales et dans les mélanges gazeux naturels.

Cela ne doit pas nous surprendre. A l'origine, en effet, de la formation de notre Terre, formation qui s'est faite par condensation de matières, ces gaz ne se

sont combinés avec aucun autre des éléments successivement formés, et cela à cause même de leur inertie chimique qui leur assurait, à travers la succession des siècles, une inviolabilité éternelle. Ils sont donc restés libres, tandis que les autres éléments se combinaient entre eux, et nous devons voir, dans ces gaz demeurés purs de toute mésalliance, des témoins indifférents et respectés de tous les cataclysmes, de toutes toutes les convulsions qui ont marqué les stades successifs de l'histoire de notre planète.

Ces gaz, que l'on appelle « nobles », à cause de leur dédain pour tous les autres corps, on peut justement les appeler « rares », à raison de la faible dose à laquelle on les rencontre dans l'atmosphère.

Si l'on veut, en effet, traduire en nombres la proportion des divers gaz simples qui forment l'atmosphère terrestre, on trouve que, dans un million de litres d'air, qui seraient contenus dans un cube de 10 mètres de côté, il y a 780.500 litres d'azote, 208.000 litres d'oxygène, 9.400 litres d'argon, 10 litres de néon, 1 litre de krypton, 1 litre d'hélium, un vingtième de litre de xénon.

L'air atmosphérique contient, en outre, de l'*hydrogène* en faible quantité ; dans le volume précité, d'un million de litres d'air, il existerait environ 100 litres d'hydrogène, à peu près dix fois plus que de néon. Cela représente, pour ce gaz, une proportion voisine d'un dix millième.

Nous verrons, au cours du chapitre suivant, pourquoi l'hydrogène et l'hélium ne peuvent se trouver à un état vraiment stable dans l'atmosphère de notre planète. Tout ce que nous avons dit de la composition de l'air, d'ailleurs, s'applique à ses couches inférieures, à celles qui sont en contact avec le sol ou qui en sont peu éloignées. Quand on considère les couches supérieures de l'atmosphère, les choses sont

toutes différentes, et nous verrons également, dans un chapitre ultérieur, comment varie la composition de l'air à mesure que, s'éloignant de la surface du sol, on s'élève de plus en plus, suivant la verticale.

Les gaz simples que nous avons énumérés sont-ils les seuls que contienne l'atmosphère? Leur série est-elle épuisée ou s'enrichira-t-elle de termes nouveaux? Quelque « hyperkrypton » dissimule-t-il ses rares atomes au milieu de la foule de ceux des autres gaz? Nous ne le savons pas. Les plus audacieux parmi les chimistes, les plus avisés parmi les physiciens ne désespèrent pas d'enrichir de nouveaux noms la liste des éléments rares qui constituent l'air. On y soupçonne déjà le *coronium*, dont on a vu la raie dans le spectre de la couronne solaire. Sachons attendre. Nous aurons, d'ailleurs, l'occasion de reparler de cette constitution des couches supérieures, au chapitre où nous étudierons la pression atmosphérique.

Les gaz dont nous venons de parler comme composants de l'air atmosphérique sont des gaz *simples*, c'est-à-dire constituant des éléments chimiques. On appelle ces éléments chimiques des corps *simples*, parce que nous ne sommes pas encore parvenus à les décomposer, soit que nos moyens fussent insuffisants, soit que la durée de nos expériences ou de nos existences fût trop courte pour nous permettre de constater une altération spontanée dans la constitution de ces corps « supposés simples », comme nous en constatons pour les corps radioactifs dont Becquerel eut la gloire incontestable et incontestée de révéler au monde l'existence et les propriétés essentielles.

Mais ces gaz élémentaires, communs ou rares, « nobles » ou « vilains », ne sont pas les seuls que l'on rencontre dans l'air atmosphérique; et l'on peut bien penser que la légère chemise gazeuse qui

recouvre la Terre s'imbibe de toutes les émanations qu'exhale notre sphéroïde.

C'est ainsi que l'on trouve dans l'atmosphère terrestre une quantité de gaz composés, au premier rang desquels il faut placer, par ordre d'importance, la vapeur d'eau et l'acide carbonique. Même dans les couches inférieures de l'air, la teneur de ces deux gaz est essentiellement variable, et cela dans des limites assez fortes, surtout en ce qui concerne la vapeur d'eau ; leur importance, très considérable dans l'économie générale du globe, sera étudiée dans un chapitre spécial. Pour l'instant, bornons-nous à indiquer leur présence et les limites entre lesquelles varie leur teneur. Pour la vapeur d'eau, cette teneur peut varier de un millième à un trentième et même plus; pour l'acide carbonique, elle varie un peu en deçà et au delà d'un trois millième.

Indépendamment de l'acide carbonique et de la vapeur d'eau, on trouve dans l'atmosphère de l'ozone, du gaz ammoniac, du gaz sulfureux et du gaz sulfhydrique. Ces derniers gaz, ainsi que les hydrocarbures, se rencontrent surtout dans l'air des régions très industrielles et minières, où les hauts fourneaux les déversent abondamment dans l'atmosphère.

Cependant, parmi tous ces gaz, il en est un qui a une importance toute particulière; c'est l'ozone. Il est vrai que c'est un gaz « composé sans l'être », puisque c'est de l'oxygène condensé, contracté par sa combinaison avec lui-même. Les couches inférieures de l'atmosphère ne contiennent que des doses infinitésimales de ce gaz, dont on utilise aujourd'hui, grâce aux travaux et aux appareils de l'ingénieur français Otto, les propriétés microbicides pour stériliser les eaux d'alimentation de toutes nos grandes villes. La teneur en ozone de la basse atmosphère est d'environ 8 millimètres cubes par mètre cube d'air !

Mais, en revanche, il semble que les couches supérieures de l'atmosphère en renferment une proportion bien plus considérable. Nous savons, à présent que l'effort des physiciens commence à se tourner vers l' « ultra-violet » et ses propriétés, que la radiation du Soleil est extrêmement riche en rayons ultra-violets, à peu près autant que la lumière des lampes en quartz à vapeur de mercure. Le Soleil ne fait ainsi qu'agir comme toutes les autres étoiles, soleils de systèmes planétaires invisibles pour nous. Ces rayons sont microbicides par eux-mêmes, et leur action mortelle, s'exerçant sur tous les organismes, les nôtres, pas plus que ceux des bactéries, ne résisteraient à l'action de ces terribles rayons si ceux-ci n'étaient absorbés en route par un milieu qui les arrête : ce milieu, l'expérience le montre, c'est l'atmosphère.

Or, dans ce mélange qu'est l'atmosphère, ni l'oxygène, ni l'azote, ni le gaz carbonique n'arrêtent les rayons ultra-violets, pour lesquels ils sont aussi transparents que possible. Au contraire, M. Fabry a montré que l'ozone arrêtait les rayons ultra-violets, et cela avec une telle intensité qu'une couche de gaz de 5 à 6 millimètres suffirait, d'après le savant physicien, à arrêter tout le rayonnement ultra-violet qui provient du Soleil. Si cette couche était répartie uniformément dans notre atmosphère, celle-ci devrait contenir 1/2 centimètre cube d'ozone par mètre cube. Or, nous avons vu plus haut que la teneur observée était près de cent fois plus faible.

C'est donc la haute atmosphère qui doit être plus particulièrement riche en ozone; peut-être les rayons ultra-violets, agissant plus directement sur le peu d'oxygène qui y subsiste, en opèrent-ils plus aisément la condensation. Quoi qu'il en soit, c'est là encore un des points à élucider dans le vaste problème de l'atmosphère et de sa composition.

Enfin, l'air que nous respirons véhicule une quantité de particules solides, les unes minérales, les autres organiques, qui constituent les « poussières » de l'air et dont nous aurons l'occasion de parler plus tard. On voit très nettement ces poussières quand, diffusant la lumière d'un étroit rayon de soleil qui pénètre dans une chambre obscure, elles en manifestent la trajectoire par la danse incessante qu'elles exécutent.

On conçoit donc que l'atmosphère est un milieu des plus complexes. Nous allons l'étudier maintenant de plus près et nous demander ce qu'elle a été dans le passé, ce qu'elle sera dans l'avenir.

CHAPITRE III

Le passé et l'avenir de l'atmosphère.

Toutes choses évoluent dans l'Univers ; la question est posée et discutée, de savoir si l'Univers lui-même évolue comme toutes choses. Notre atmosphère doit donc évoluer, elle aussi, ne pouvant faire exception à la loi générale. Dès lors, il est légitime de nous demander ce qu'elle fut avant d'être ce qu'elle est, ce qu'elle sera après avoir été ce que nous la voyons être aujourd'hui : sans doute, son passé et son présent nous éclaireront-ils sur son avenir.

L'origine de l'atmosphère est liée à l'origine même du globe terrestre. Issue d'une nébuleuse initiale, peu à peu condensée et qui avait donné naissance au Soleil, la Terre, formée des mêmes éléments que l'astre central dont elle fut, sans doute, un fragment détaché par la force centrifuge, était d'abord à une température excessivement haute. La nébuleuse primitive ne contenait elle-même, à ses origines, que des atomes clairsemés d'hélium et d'hydrogène. Peu à peu, sous l'influence combinée des formidables pressions auxquelles cette contraction donnait naissance, sous l'influence concomitante des très hautes températures que produisait cette contraction même, s'est faite l'*intégration* de la matière, faisant apparaître des atomes plus complexes qui constituent ce que

nous appelons aujourd'hui, faute de mieux, les « corps simples ».

Cette haute température initiale, à laquelle était porté le morceau détaché du Soleil qui devait constituer la Terre, maintenait à l'état de fusion, d'incandescence, la masse entière de la planète. Mais, petit à petit, par suite du refroidissement graduel dû au rayonnement de ce corps chaud vers l'espace froid, la solidification de ce sphéroïde incandescent a commencé ; une « croûte » solide, fragile d'abord, s'est formée à sa surface, emprisonnant ainsi au-dessous d'elle le magma igné des matières demeurées en fusion, et préservées désormais du refroidissement rapide par l'écorce même que ce dernier avait fait naître.

L'écorce formée jouait un autre rôle : elle séparait les masses ignées des vapeurs qui en étaient issues ; les premières restaient enfermées sous la croûte, alors que les secondes restaient à l'extérieur, formant autour d'elle une enveloppe gazeuse à très haute température qui l'entourait de toutes parts.

L'Atmosphère était née.

Cette atmosphère originelle était loin d'être ce que nous la voyons aujourd'hui. Elle contenait, à l'état de vapeurs, les métaux les plus volatils, tels que le potassium et le sodium. Le chlore, le brome, le soufre se trouvaient également dans cette atmosphère initiale, ainsi que les gaz simples, oxygène, azote, etc. L'hélium et l'hydrogène y figuraient aussi et ce dernier dans une très forte proportion. L'analyse spectrale nous en montre, en effet, dans l'atmosphère des planètes éloignées en voie de formation, comme Uranus et Neptune. Tous ces corps étaient maintenus, par la haute température, à l'état de dissociation, et ne pouvaient se combiner chimiquement les uns aux autres.

Ces combinaisons n'ont commencé à se produire

qu'avec un abaissement suffisant de la température. Alors, les métaux les plus volatils, le sodium, le potassium, le lithium, se condensèrent, et, la température diminuant d'une façon continue, ils ont atteint les conditions thermiques à partir desquelles ils ont pu se combiner avec d'autres éléments, tels que le soufre, le chlore, le brome; ainsi ont pu se produire les chlorures, bromures, iodures, sulfures. L'hydrogène et l'oxygène se sont combinés à l'état d'eau; mais cette eau ne pouvait se condenser, car la vapeur était au-dessus de 360°, sa température critique.

Sans chercher à évaluer la pression formidable que devait exercer sur une unité de surface l'atmosphère primitive quand elle contenait, outre l'hydrogène et l'oxygène qui devaient donner naissance à l'eau, le chlore, le brome, les métalloïdes et les métaux en vapeur, nous pouvons cependant nous faire une idée de cette pression lorsque, les métaux étant condensés et combinés, l'eau n'était pas encore passée à l'état liquide et se trouvait totalement à l'état de vapeur au-dessus de sa température critique de 360°.

Cette vapeur devait, plus tard, donner naissance à tous les océans par voie de condensation. Or, nous connaissons aujourd'hui le volume total des mers. Le Prince de Monaco a fait réunir en un seul et magistral document toutes les données relatives à leurs contours et à leurs profondeurs : ce document est la *Carte bathymétrique des océans*, à l'échelle du dix-millionième, en 24 feuilles. Grâce à cet admirable travail d'ensemble, on sait aujourd'hui quel est le volume total des eaux océaniques : il est, en chiffres ronds, de 1.400 millions de kilomètres cubes; réparti uniformément autour du globe terrestre, il l'entourerait d'une couche liquide de 3 kilomètres d'épaisseur. Or, d'une part, 3.000 mètres d'eau représentent une pression de 300 atmosphères; d'autre part, cette

masse, bien que vaporisée, n'en existait pas moins tout entière dans l'atmosphère primitive avant sa condensation, et, attirée par la masse de la Terre elle-même, exerçait sa pression sur l'écorce solide. C'est donc à trois cents atmosphères *au moins* qu'il faut fixer la valeur de la pression atmosphérique lorsque la vapeur d'eau qu'elle contenait était encore au-dessus de sa température critique, et se trouvait, par conséquent, en dehors de toute possibilité de condensation.

Quand la température s'est enfin abaissée au-dessous de 360°, point critique de l'eau, celle-ci a pu se condenser ; c'est à l'état d'averses brûlantes qu'elle s'est précipitée sur l'écorce ; ruisselant sur la surface rugueuse de la croûte terrestre avant d'aller s'accumuler dans ses creux, elle y a dissous tout ce qu'elle trouvait à dissoudre, en particulier les chlorures, bromures, iodures, déjà formés et précipités. C'est dans cette dissolution qu'il faut, selon toute raison, chercher la cause principale de la salure des mers.

Voilà donc l'atmosphère dégagée des vapeurs qu'elle contenait d'abord. Elle ne renferme plus que des « gaz » proprement dits.

Mais ces gaz n'y figuraient pas dans les proportions actuelles. Il s'y trouvait de l'hydrogène en grande quantité ; il s'y trouvait des carbures d'hydrogène, une quantité considérable d'oxygène et d'azote, de l'hélium dégagé par les matériaux de l'écorce, et une très forte dose d'acide carbonique provenant des gaz émis de manière incessante par le bouillonnement des matières qui forment le magma incandescent emprisonné sous la croûte solide.

Tant que l'atmosphère primitive fut à une température supérieure à celle de l'ébullition de l'eau, aucun être vivant ne pouvait y vivre. Ce n'est qu'à partir de la température de 55° que les conditions de la vie

possible furent réalisées ; alors seulement l'atmosphère devint physiquement « respirable ».

L'était-elle « chimiquement » ? C'est ce que nous allons rechercher.

Au début de son histoire, elle était particulièrement riche en acide carbonique et en vapeur d'eau. Par contre, elle était loin de contenir tout l'oxygène nécessaire au développement de la vie animale, et dont une grande partie se trouvait combinée au carbone. De plus, des masses d'épais nuages y flottaient en permanence : c'était la vapeur d'eau non encore condensée qui manifestait ainsi sa surabondance.

Cette grande quantité de vapeur d'eau, cette richesse en acide carbonique qui caractérisaient l'atmosphère primitive lui communiquaient une propriété qu'elle ne possède plus que partiellement aujourd'hui. Vapeur d'eau et acide carbonique sont, en effet, moins transparents que les autres gaz pour les rayons calorifiques : ils constituent donc, s'ils sont en quantité suffisante, un « écran », un manteau qui protège contre le refroidissement la Terre qu'ils contribuent à envelopper dans l'atmosphère dont ils font partie. Actuellement, comme nous l'avons vu au cours du précédent chapitre, l'acide carbonique n'existe plus dans l'air qu'à la proportion d'un trois millième. Et cependant, quelque faible que soit sa dose actuelle, si le gaz carbonique venait à disparaître, la température du sol diminuerait de 21°, d'après les calculs de Svante Arrhenius. La disparition de l'acide carbonique de l'atmosphère de notre globe serait donc pour celui-ci un véritable désastre ; et l'on conçoit sans peine que l'abondance de ce gaz protecteur, aux commencements de l'histoire de la Terre, ait eu sur son économie une influence particulièrement heureuse.

Ce qui est certain c'est que, au début de la longue succession de siècles que les géologues appellent l' « ère primaire », les conditions de respirabilité de

4.

l'air furent établies et que la vie fit son apparition sur la Terre. Comment se fit cette apparition? Par quelle Cause, mystérieuse pour nous, supérieure à nos concepts, cette vie prit-elle naissance? C'est ce que nous ignorons. Mais, en tout cas, c'est grâce à l'abondance de l'acide carbonique dans l'atmosphère au cours de l'ère primaire, que la vie végétale a pris, surtout à l'époque carbonifère, un développement vraiment prodigieux. Les vestiges des végétaux d'alors, vestiges que l'on retrouve dans les houillères, nous montrent que des plantes, qui ne sont aujourd'hui que de petits arbustes, atteignaient alors une taille gigantesque et formaient d'imposantes forêts. Ainsi l'acide carbonique, nécessaire à la vie des végétaux, en favorisait le développement par son abondance, tandis que, écran protecteur, il enveloppait la Terre d'un manteau qui paralysait le refroidissement du globe et y maintenait au cours de longs siècles une température favorable à cette étonnante végétation.

Mais la présence de l'acide carbonique, au cours de cette ère lointaine, mérite de retenir notre attention à un autre point de vue que nous suggèrent les rapides progrès de l'aviation. La grande proportion de ce gaz, en effet, non seulement avait, au point de vue de la protection du globe contre le refroidissement, les conséquences que nous avons dites, mais encore avait pour effet d'augmenter la densité de l'air atmosphérique. Or, le paléontologiste Harlé, en s'inspirant des études récentes sur le vol des oiseaux et des insectes, recherches qu'ont provoquées les études théoriques relatives à l'aviation, s'est demandé comment ces données pouvaient s'appliquer aux animaux volants connus aux diverses époques géologiques.

Ces études montrent que le vol des oiseaux devient de plus en plus difficile à mesure que leur poids augmente : la grandeur des animaux susceptibles de

voler a donc une limite, qui semble atteinte, dans les conditions actuelles de la constitution atmosphérique et de l'intensité de la pesanteur, par les grands oiseaux et les grands insectes que nous connaissons. Cependant, jadis, des animaux bien plus grands volaient : un Ptérodactyle, étudié par George Eaton, avait une envergure de plus de 8 mètres, dépassant ainsi celle d'un petit monoplan. Ce ptérodactyle vivait pendant le crétacé et volait jusqu'à 150 kilomètres du rivage. Des libellules du carbonifère avaient près d'un mètre d'envergure : actuellement, des insectes de cette taille ne pourraient pas s'élever dans l'atmosphère, à moins que leur vol ne fût favorisé par une densité plus forte de l'air. Ceci concorde avec l'abondance de l'acide carbonique aux époques qui nous intéressent.

L'acide carbonique a eu, à ces temps reculés, un autre effet décisif pour la constitution ultérieure de l'atmosphère : son absorption par les végétaux restituait à l'air de l'oxygène libre, et cette restitution, graduellement continuée au cours des périodes géologiques, réalisa petit à petit la teneur actuelle de l'air en oxygène.

L'absorption de l'excès d'acide carbonique existant dans l'atmosphère primaire a eu encore une autre cause, et c'est dans l'ordre minéral qu'il nous faut, cette fois, l'aller chercher. Les minéraux du début, combinaisons de silice avec l'alumine, la magnésie, la soude, la chaux, le fer, ont eu graduellement à subir l'attaque de l'acide carbonique, et cela beaucoup par l'action de l'eau qui tenait en dissolution de fortes proportions de ce gaz alors abondant dans l'atmosphère. Ainsi, ces bases ont formé des carbonates dont une partie, dissoute dans les eaux de ruissellement, est allée s'accumuler dans les océans où les premiers êtres s'en sont emparés pour se les assimiler : leurs restes, déposés en sédiments dans

l'épaisseur de l'écorce terrestre en font foi, et attestent ainsi que la vie animale a commencé dans les mers. Disons enfin que la formation des calcaires et des dolomies sédimentaires a exigé une prodigieuse quantité de gaz carbonique, environ trente mille fois plus que celle qui existe actuellement dans notre atmosphère. C'est donc un nouveau facteur à ajouter à l'action des végétaux pour expliquer l'absorption de l'acide carbonique primitif. Et, dès lors, on peut très légitimement admettre que la presque totalité de l'oxygène libre, actuellement existant dans l'air atmosphérique, provient de la vie végétale, principalement à l'ère primaire.

A partir de l'ère primaire, l'acide carbonique diminuant sans cesse, la température s'abaissa parallèlement. Cet abaissement amena des condensations de plus en plus fortes de vapeur d'eau : de là ces précipitations dont l'importance alla en croissant; et c'est là, sans doute, qu'il faut chercher l'origine de cette légende du déluge, légende que l'on retrouve à peu près chez tous les peuples, et qui fait remonter le fait à l'ère quaternaire, celle à laquelle l'Homme a fait son apparition sur la Terre. Ces précipitations amenèrent des ruissellements considérables et les chutes de neige, garanties contre la fusion par l'abaissement continu de la température, amenèrent la prodigieuse extension des glaciers qui, à cette époque de l'histoire de notre globe, recouvraient toute l'Amérique septentrionale et toute l'Europe centrale. Mais à la fin de cette période, les volcans d'Auvergne se réveillèrent, et lancèrent dans l'air de nouvelles masses d'acide carbonique. Est-ce à ce surcroît de gaz qu'il faut attribuer l'amélioration climatérique qui amena le recul des glaciers? Peut-être; en tout cas, c'est à la suite de ce réveil que s'établirent les conditions climatériques actuelles, et que l'atmosphère prit, pour

de longs siècles, la composition que nous lui connaissons aujourd'hui.

Cette composition varie-t-elle? oui, très certainement. La Physique du Globe nous l'affirme et nous le prouve.

Tout d'abord, la teneur de l'atmosphère en acide carbonique, après avoir diminué, paraît aller en croissant. Cela se comprend du reste, car, d'une part, l'activité volcanique semble éprouver une recrudescence générale et passe, à l'époque présente, par un véritable paroxysme; d'autre part, l'industrie s'accroît avec une vitesse prodigieuse. En attendant que l'Homme ait su capter, pour les asservir à ses besoins, toutes les forces naturelles : vents, chutes d'eau, vagues et marées de l'Océan, il emploie comme source d'énergie la combustion de la houille et du pétrole qu'il extrait du sein de la Terre jusqu'à ce qu'il en ait épuisé les gisements. Mais cette combustion, dont les foyers se multiplient sans cesse, déverse dans l'air des quantités considérables d'acide carbonique et augmente ainsi continuellement la dose de ce gaz.

Nous avons, d'ailleurs, une preuve matérielle de cette augmentation de la teneur de l'air en acide carbonique, et cette preuve, c'est l'Océanographie qui va nous la fournir. Le gaz carbonique, en effet, est soluble dans l'eau; mais il ne faut pas oublier que les mers recouvrent près des trois quarts de la superficie du globe. Il y a donc, au-dessus des océans, une immense « surface de contact » entre le dissolvant et le gaz à dissoudre; celui-ci sera donc, pour ainsi dire, « aspiré » par les mers, et cette aspiration diminuera forcément la dose d'acide carbonique dans les couches d'air qui surmontent immédiatement les étendues océaniques. C'est ce que l'observation, c'est ce que les analyses chimiques ont nettement établi :

l'air puisé au-dessus des mers contient un dixième d'acide carbonique de moins que l'air recueilli au-dessus des surfaces continentales. Du moment que cette absorption du gaz carbonique par les eaux est continue, c'est que la réserve se renouvelle, et que la quantité totale contenue dans l'atmosphère augmente sans cesse.

Nous pouvons donc admettre comme probable que, pendant quelques lustres, quelques siècles même, l'acide carbonique, plus abondant dans l'atmosphère, y entretiendra une température plus douce, qui occasionnera une végétation plus riche et des récoltes plus abondantes.

Mais il y a une cause modificatrice à laquelle l'atmosphère ne saurait échapper, cause qui amènera la fin de la vie même de la Terre : c'est le refroidissement. L'accroissement temporaire de la teneur en acide carbonique marquera un léger ressaut dans la courbe qui figure la décroissance de la température moyenne de la surface du globe; mais, après ce ressaut, cette température finira par décroître continuellement, parce que le Soleil lui-même, se refroidissant de plus en plus, nous enverra une quantité de chaleur de moins en moins grande.

L'illustre physicien allemand Helmholtz estimait que dans 17 millions d'années, le Soleil, par suite de la contraction qu'il subit du fait de son perpétuel rayonnement, sera réduit au quart de son volume actuel. Bien des siècles avant que cette contraction soit accomplie, à moins que les phénomènes radioactifs ne donnent au Soleil une « survie », une prolongation d'activité, la température du sol terrestre, insuffisamment échauffé, sera tombée au-dessous de zéro.

Alors, la température de l'atmosphère s'abaissant de plus en plus, la vie ne sera plus possible à la sur-

face de la Terre; la mort en aura frappé tous les habitants. Océans, lacs, fleuves se congèleront, superficiellement d'abord, plus tard dans toute leur masse. Condensés en neige qui tombera sur le sol, les nuages n'entoureront plus la Terre de leur manteau protecteur. L'abaissement de température, que la disparition de la vapeur d'eau aura accéléré, va être suffisant pour que l'acide carbonique se liquéfie à son tour, tombant sur le sol à l'état de fine neige blanche, neige que nous produisons aujourd'hui dans nos laboratoires pour produire le froid nécessaire à nos expériences. Avec cette condensation de l'acide carbonique disparaîtra la dernière défense de la Terre contre le refroidissement, et celui-ci va alors s'accélérer. Quand la température tombera à 73° absolus (200° audessous du zéro usuel de nos thermomètres centigrades), de nouvelles mers feront leur apparition et iront accumuler leurs flots dans les cavités formées par les glaces dont le globe sera alors recouvert : ces mers proviendront de la liquéfaction des éléments fondamentaux de l'atmosphère elle-même, de l'azote et de l'oxygène. Puis ces océans d'air liquide se solidifieront à leur tour, et la couche gazeuse, raréfiée à l'extrême, qui subsistera autour de la Terre ne sera plus formée que d'atomes clairsemés d'hydrogène et d'hélium.

Alors l'atmosphère ne sera plus!

Ainsi notre enveloppe gazeuse a évolué dans le passé. Les atomes d'hélium et d'hydrogène étaient les seuls éléments constitutifs de la nébuleuse originelle; et après des milliards de siècles, les atomes errants d'hélium et d'hydrogène, entourant de leurs capricieuses trajectoires la surface terrestre recouverte de glaces éternelles, montreront les vestiges suprêmes de l'atmosphère disparue, jusqu'à ce que la rencontre de ce monde mort avec un autre corps céleste, dégageant une formidable quantité de cha-

leur, décomposant les composés endothermiques accumulés dans le noyau central, redonne naissance à une nouvelle nébuleuse formée d'atomes d'hydrogène et d'hélium, résultats ultimes de la désagrégation de la matière qui formait les mondes entrés en conflit.

Mais, dans le présent même, l'atmosphère évolue constamment. Nous avons vu comment l'acide carbonique subissait, dans sa teneur, d'incessantes variations. Nous allons voir que l'hélium et l'hydrogène, existant actuellement dans la couche gazeuse qui nous enveloppe, ne peuvent s'y trouver à l'état stable et que leur teneur varie sans cesse.

L'hydrogène se trouve, avons-nous dit, dans l'atmosphère, d'abord par suite de l'origine de la Terre, issue d'une nébuleuse dont les éléments primordiaux étaient l'hydrogène et l'hélium. Presque tout l'hydrogène primitif s'est combiné soit à l'oxygène, soit aux autres éléments chimiques, et il n'en reste que fort peu dans l'atmosphère actuelle.

Cependant, mille causes en jettent dans l'air : tantôt c'est la décomposition des matières organiques, la putréfaction des organismes morts qui le dégage; tantôt c'est un phénomène volcanique qui, ouvrant aux eaux de la surface un passage vers le magma igné, met ces eaux en contact avec des corps incandescents et, dissociant le liquide, en dégage l'hydrogène constitutif. Quant à l'hélium, la constante désintégration des corps radioactifs, désintégration qui se poursuit depuis la constitution de la Terre elle-même, en jette incessamment dans l'atmosphère. Ceci n'est plus une hypothèse : c'est, aujourd'hui, un fait que de nombreuses et précises constatations ont établi à l'état de vérité expérimentale.

Comment donc la proportion de l'hydrogène et de l'hélium, sans cesse renouvelés dans l'atmosphère terrestre ne s'accroît-elle pas d'une façon continue? Ici,

il est indispensable de faire intervenir cette merveilleuse « théorie cinétique des gaz » dont Bernoulli fut le génial initiateur. D'après cette théorie, dont la fécondité démontre chaque jour la justesse, les molécules constitutives des gaz ne sont pas en repos, mais, au contraire, sont animées de perpétuels mouvements. Ces mouvements, dont la vitesse est assez considérable pour que les trajectoires en soient à peu près rectilignes, sont analogues à ceux de petits projectiles, lancés par de puissantes charges de poudre. Les artilleurs nous ont appris que des charges égales de poudre impriment à des projectiles différents des vitesses d'autant plus grandes que les projectiles sont moins lourds : la cause commune qui met en mouvement tous ces atomes-projectiles leur imprime donc des vitesses qui seront plus fortes pour les atomes de faible densité, comme ceux de l'hélium et de l'hydrogène, que pour les atomes plus lourds, comme ceux de la vapeur d'iode par exemple.

Et ceci n'est plus une imagination de l'esprit; l'admirable découverte du naturaliste anglais Brown, qui a pu voir que les particules en suspension dans les liquides étaient animées d'une sorte de danse perpétuelle, exécutaient une tarentelle sans fin à laquelle on a justement donné le nom de « mouvement brownien », nous fait toucher du doigt ces agitations moléculaires, et aujourd'hui, grâce à l'ultramicroscope, on a pu pénétrer à fond les lois de ce mystérieux mouvement.

Les molécules qui constituent les gaz sont donc autant de petits projectiles qui se meuvent dans tous les sens et s'entre-choquent à tout instant, comme s'entre-choqueraient des guêpes enfermées dans une même cage de verre et y volant dans toutes les directions, heurtant les parois et se heurtant entre elles.

Par d'heureuses déductions d'expériences rigoureuses, on a pu déterminer les vitesses *moyennes* de

ces atomes-projectiles. C'est ainsi que cette vitesse atteint 1.800 mètres par seconde pour l'hydrogène, 1.200 mètres pour l'hélium, alors qu'elle n'est que de 400 mètres pour l'acide carbonique et de 500 mètres pour l'azote. Ce sont, ne l'oublions pas, des vitesses *moyennes*, traduisant précisément l'ensemble des vitesses moléculaires possibles, depuis la plus petite, voisine de zéro, jusqu'à la plus grande.

Or, il suffit qu'un projectile soit lancé avec une vitesse initiale d'un peu moins de 12 kilomètres à la seconde pour atteindre le point où l'attraction de la Terre fait exactement équilibre à celle du Soleil; le projectile dépasse-t-il ce point? L'attraction du Soleil l'entraîne et il cesse de faire partie des corps « terrestres ».

Si donc un de ces atomes d'hydrogène ou d'hélium a simplement une vitesse égale ou supérieure à *dix fois* la vitesse *moyenne* de tous ses congénères, il dépassera la zone d'équilibre et « tombera » sur le Soleil, arraché pour l'éternité à l'atmosphère terrestre, dont il est un déserteur. Ainsi, l'hélium et l'hydrogène au suprême degré, tous les autres gaz à des degrés moindres, ont des raisons de voir une partie de leurs molécules échapper à l'attraction de la Terre, et s'évader de l'atmosphère, leur prison initiale. De là une variation, très petite mais incessante, dans la composition de l'air atmosphérique.

Cette cause de variation n'est pas la seule. Nous allons en voir une autre, qui a une influence considérable quand, au lieu de considérer la composition de l'air atmosphérique au voisinage du sol, on l'étudie dans les couches supérieures de l'atmosphère.

Dans les couches inférieures, parcourues par les vents, l'air est agité sans cesse, et subit un « brassage » continuel qui assure l'homogénéité du mélange. Mais ce brassage ne s'exerce que dans les couches

inférieures, et n'existe plus aux grandes hauteurs, c'est-à-dire à partir de 10.000 ou 11.000 mètres d'altitude, et, à partir de ces altitudes l'air doit être considéré comme une masse gazeuse *en repos*.

Or, si l'on en excepte la vapeur d'eau qui se trouve à chaque instant dans les conditions de condensation, on peut considérer les gaz de l'air comme des gaz parfaits : en vertu des lois connues du mélange des gaz, chacun d'eux se répartirait donc dans l'atmosphère *comme s'il était seul*. Et ici nous sommes ramenés à rechercher suivant quelle loi un gaz unique se répartit à mesure que la hauteur augmente.

Cette loi est précisément la loi de décroissance logarithmique des pressions. Laplace en a, le premier, donné la formule exacte, et dans cette formule intervient la densité du gaz considéré. Donc, à une même hauteur dans l'atmosphère, deux gaz de densités différentes n'ont pas la même pression ; c'est-à-dire que, dans le mélange résultant de la répartition *simultanée* de tous ces gaz, chacun d'eux agissant comme s'il était seul, les proportions de chacun d'eux varieront avec leur densité. Les plus légers sont les plus abondants dans les couches supérieures où les plus lourds, retenus par leur poids spécifique, n'atteignent qu'avec peine.

L'éminent météorologiste autrichien Hann a traité la question par le calcul ; il a cherché dans quelles proportions les différents gaz existaient dans l'air aux différentes altitudes, du niveau du sol à la hauteur de 100 kilomètres. Voici le résultat de ses recherches :

Au niveau du sol, la composition de l'air est, en chiffres ronds, de 21 parties d'oxygène, 78 d'azote, 1 d'argon ; l'hydrogène n'est qu'à la proportion d'un dix millième, l'hélium à celle d'un millionième environ.

A 20 kilomètres de hauteur, il y a 84 parties d'azote au lieu de 78 ; l'oxygène, par contre, plus dense, est en déficit : au lieu de 21 parties, l'air n'en

renferme plus que 15. Ceci devra être pris en sérieuse considération par les navigateurs aériens qui seront assez audacieux pour tenter le parcours de ces hautes régions, s'ils ont pu construire des appareils leur permettant d'y respirer artificiellement : leur moteur ne trouvera peut-être plus l'oxygène nécessaire à la bonne carburation. En revanche, à cette altitude, l'hydrogène est dix fois plus abondant qu'au niveau du sol; il en est de même pour l'hélium; quant à l'argon, plus dense encore que l'oxygène, l'air, à 20 kilomètres de hauteur, n'en contient plus que le tiers de la dose au niveau du sol.

A 50 kilomètres d'altitude, l'air contient encore 79 °/₀ d'azote, mais ne renferme plus que *sept pour cent* d'oxygène, et un trentième pour cent d'argon. Mais, par contre, il s'y trouve *treize pour cent d'hydrogène* et un vingtième pour cent d'hélium! La teneur en hydrogène augmente donc très rapidement à mesure que la dose d'oxygène diminue.

Enfin, à 100 kilomètres de hauteur, on ne trouve plus d'oxygène; il ne reste qu'un dixième pour cent d'azote; en revanche, il y a un demi pour cent d'hélium et 99 et demi pour cent d'hydrogène. Il y a donc, à partir de cette altitude, une zone hydrogénée dont nous aurons l'occasion de reparler plus d'une fois.

Ces déductions de la théorie ont été confirmées par la pratique jusqu'à la limite atteinte par les ballons-sondes qui ont rapporté des échantillons d'air puisé à des hauteurs qui dépassent aujourd'hui 30.000 mètres.

On peut donc affirmer que, en ce qui concerne les couches les plus éloignées de l'atmosphère, le peu d'air qui y subsiste est constitué presque uniquement d'hydrogène, avec un peu d'hélium et une proportion infinitésimale d'azote.

CHAPITRE IV

Les poussières et les germes de l'atmosphère.

Toutes les réactions chimiques, toutes les décompositions des matières vivantes, toutes les putréfactions qui ont lieu à la surface de la Terre se font, suivant l'expression consacrée, « à l'air libre ». Toutes les matières désagrégées en fines particules que le moindre courant d'air soulève et peut jeter à de grandes hauteurs sont donc, à chaque instant, l'origine de « poussières » qui pénètrent dans l'atmosphère. Parmi ces poussières, les unes sont minérales, provenant de la désagrégation mécanique d'éléments de l'écorce ; d'autres sont organiques, et sont composées principalement de petits organismes complets, de « microbes ».

Ces poussières existent abondamment dans l'air des villes : on les voit quand un rayon de soleil entre, par un trou de volet, dans une chambre obscure : le rayon n'est rendu visible que par la danse qu'exécutent les poussières qu'il rencontre sur son passage et qui diffusent la lumière qui les frappe. On ne peut s'empêcher d'être étonné du nombre considérable de particules solides qui sont ainsi en suspension dans l'air que nous respirons. Dans les conditions de lumière ambiante générale, nous ne les apercevons pas : elles n'en existent pas moins et pénètrent dans nos poumons

5.

lorsque ceux-ci font, pour respirer, l'appel d'air nécessaire à la vie.

Indépendamment de ces poussières, les éruptions volcaniques lancent dans l'atmosphère, à des hauteurs de plusieurs kilomètres, des quantités énormes de poussières provenant de l'éruption. Ces poussières, formées de grains minuscules, sont pesantes et par conséquent attirées vers la Terre en vertu des lois de la gravité. Mais comme leurs dimensions sont très petites, l'influence *relative* de la résistance de l'air par rapport à leur masse est plus grande que pour des corps de masse plus considérable. La masse, en effet augmente comme le cube des dimensions, alors que la résistance de l'air, proportionnelle à la *surface* des corps, varie comme le carré de ces mêmes dimensions. Les poussières « tombent » donc, mais avec une telle résistance de la part de l'air que leur chute est extrêmement lente, et, pour certains grains de dimensions de l'ordre du micron, elle peut durer des années *en air calme*. Si, par surcroît, un remous atmosphérique les enlève de nouveau dans l'atmosphère, elles y sont relancées, et, le cycle recommençant indéfiniment, finissent par séjourner très longtemps dans le milieu gazeux que nous respirons, pour retomber ensuite lentement sur le sol, soit à sec, soit mélangées à des gouttes de pluie auxquelles elles communiquent leur coloration propre.

Dès l'Antiquité et le Moyen Age, les hommes avaient remarqué des chutes de poussières ou de pluies colorées, souvent en rouge, et auxquelles ils donnaient le nom de *pluies de sang*. Si un événement comportant des morts d'hommes, guerre ou épidémie, se produisait avant ou après cette pluie, la superstition ne manquait pas de rapprocher les deux faits l'un de l'autre et de leur attribuer une connexité fatale. Ainsi, dans Homère et dans Plutarque, nous lisons le récit

des pluies de sang, présage ou conséquence de la mort des héros grecs. En l'an 580 de l'ère chrétienne, Grégoire de Tours nous apprend qu'il plut du sang à Paris, tachant les vêtements à la terreur et à l'effroi des citoyens. En 754, c'est à Tours qu'on observe la rouge averse; en 765 la Hongrie reçut la pluie sanglante et quelque mois après éclatait dans ce royaume une terrible épidémie de peste. On conçoit qu'à ces époques d'ignorance, les habitants aient pu dire : *post hoc, ergo propter hoc.* A Brescia, également, avant la mort du pape Adrien II, la pluie de sang tomba pendant trois jours.

Mais, avec les temps modernes vint l'esprit d'observation et d'analyse. Déjà en 1744, lors de la pluie de sang de Saint-Pierre-d'Arena, près de Gênes, des médecins reconnurent que la pluie était simplement mélangée à une terre ferrugineuse venant d'une montagne située au voisinage; et quand, en 1813 la pluie rouge couvrit le royaume de Naples au grand effroi de la multitude qui croyait à la fin du monde prochaine, un chimiste napolitain analysa les gouttes incriminées et n'eut pas de peine à y trouver du fer et du chrome, causes de la coloration.

Aujourd'hui, ces pluies colorées ont leur explication toute naturelle: ce sont des agglomérations de poussières atmosphériques, plus abondantes que d'habitude, qui tombent sur le sol : ces poussières sont, tantôt organiques, tantôt minérales. Tantôt elles tombent à sec, tantôt elles colorent des gouttes de pluie véritable, mais toujours l'explication est la même. Pluies de sang, pluies de soufre, se ramènent à une cause identique. Les pluies colorées sont teintées soit par des algues microscopiques, soit par des pollens transportés par les vents, soit enfin par des poussières enlevées et transportées par le vent; le plus souvent ces poussières sont volcaniques, mais on a observé que la poussière du Sahara retombait parfois dans

l'Océan à des milliers de kilomètres du rivage africain.

Ainsi, pour prendre des exemples contemporains, en 1880, une pluie sanglante tomba au Maroc : les gouttes en étaient simplement colorées en rouge par une algue minuscule, le *protococcus fluvialis*, que les vents venant du désert avaient enlevée en passant au-dessus des chotts. En 1884, même phénomène à Limoges; en 1887, pluie jaune à Fontainebleau : c'était la fameuse *pluie de soufre* des anciens; en 1888, au cap de Bonne-Espérance, une *pluie d'encre* tomba, qui n'était autre chose qu'une chute de particules d'origine volcanique.

Enfin, l'exemple le plus typique est peut-être la *pluie de sang* qui tomba le 10 mars 1901 à Palerme, où le ciel devint rouge avant le phénomène. Le professeur Stanislas Meunier analysa les gouttes. Celles-ci laissaient déposer une poussière assez complexe formée de grains de quartz, de particules microscopiques de gypse et de corpuscules organiques. Tout cela permit de conclure que cette averse « sanglante » était un transport de poussières enlevées au sol saharien par le sirocco qui les avait amenées jusqu'en Sicile.

Plus récemment encore une « pluie de sang » analogue est tombée en Australie, à Sydney. Cette fois, les chimistes anglais ont pu recueillir assez de pluie pour en faire une analyse très complète. Voici, en centièmes, la composition des résidus d'évaporation de cette averse : matières organiques : 8,37 °/₀; sable insoluble, 69,11; silice soluble, 0,10; oxyde ferrique, 5,05; oxyde ferreux, 0,52; alumine, 14,76; chaux, 0,56; magnésie, 0,95; acide sulfurique, 0,14; acide phosphorique, 0,22; divers, 0,22; total : 100. La *pluie de sang* de Sydney est donc colorée par un mélange de sable ferrugineux et de matières organiques.

C'est également par la présence de poussières orga-

niques qu'il faut expliquer la *neige sanglante;* le colorant est une algue microscopique, le *protococcus nivalis*, dont on trouve des dizaines de mille dans un centimètre cube.

Comment sont enlevées les poussières minérales? par le simple frottement du vent qui les chasse devant lui, les soulève, par ses remous, à une certaine hauteur, et alors les transporte à des distances parfois considérables. Des poussières provenant d'éruptions volcaniques ayant eu lieu aux Antilles ont été emportées par les courants supérieurs de retour et on en a recueili quelquefois, jusqu'en Europe. Les cendres de l'éruption de Krakatoa en 1883 ont été lancées dans l'atmosphère, au-dessus du Pacifique à plusieurs milliers de mètres dans l'atmosphère, où la hauteur de leur chute, les maintenant pendant plusieurs années, leur a permis de faire plusieurs fois le tour entier de la Terre. En juin 1912, le volcan Katmaï, dans l'Alaska, entra en éruption et lança dans l'air une quantité de poussières qui fut assez abondante pour diminuer de 20 °/₀ l'intensité de la radiation solaire arrivant au sol, et occasionna ainsi, par l'absorption de radiation calorifique, l'été froid de 1912.

Le mécanisme qui enlève les micro-organismes dans l'atmosphère est tout différent. Remarquons d'abord que les micro-organismes ne sont jamais isolés : ils ont le sentiment de la solidarité, pour le mal; ils vivent en « colonies » ; ce sont des « syndiqués », qui unissent leurs criminels efforts pour le sabotage du corps humain. Les bactériologistes ont démontré que, en général, les bactéries qui adhèrent à des surfaces humides ou poisseuses ne sont jamais arrachées ou transportées par le courant d'air : celui-ci ne les emporte que si le liquide peut, sous son action, se diviser en gouttelettes. Ces gouttelettes sont alors transportées, et avec elles les microbes

qu'elles emprisonnent. Lorsque les colonies sont desséchées, les microbes qui les constituent sont aptes à être entraînés par un courant d'air; l'expérience le montre bien, et partout où de nombreuses colonies desséchées se trouvent à la surface du sol, l'analyse microbiologique de l'air en contact avec ce sol y décèle la présence de germes nombreux. On voit donc quel danger il y a à tolérer les crachats partout où ils sont susceptibles, après avoir été desséchés, de contaminer l'air que respirent ultérieurement des individus sains.

On conçoit aisément que, aux endroits de la Terre où des décompositions organiques nombreuses multiplient le nombre des colonies, en particulier dans les grandes agglomérations urbaines, et où ces colonies peuvent arriver facilement à la dessiccation complète, l'air entraîne avec lui des microbes en plus grande quantité : c'est ce que l'observation confirme. Ainsi, l'air des villes est très riche en germes; celui des salles où se prolongent des réunions d'hommes l'est au maximum ; au contraire, au-dessus des lieux où les colonies sont très rares, faute de milieux qui leur donnent naissance, l'air est pauvre en germes microbiens ; on dit qu'il est « pur ». L'air du large de l'Océan, celui des très hautes montagnes, est dans ce cas.

Dans son magistral *Traité de Microbiologie*, Duclaux consacre à la question de la pureté de l'air des montagnes d'importants passages. Il a fait remarquer avec raison que, dans le cas de l'air des montagnes, bien que cet air soit en contact avec le sol même qui forme la montagne, il doit cependant être plus pur que l'air qui surmonte une plaine. Ce dernier, en effet, apporte sans cesse de nouvelles poussières prises sur les superficies voisines, tandis que le vent qui aborde une montagne, ou bien n'a passé sur aucune autre cime, ou bien a perdu dans l'intervalle une partie des germes qu'il y avait ramassés.

Il était naturel que ces recherches relatives à l'influence de la hauteur sur la richesse de l'air en microbes fussent poursuivies en ballon. On a trouvé, par exemple, au départ, dans l'air recueilli au niveau du sol, 3.500 colonies ; à 500 mètres de hauteur, on n'en avait plus que 1.900; à 950 mètres, il n'y en avait plus que 800; ce nombre s'abaissait à 100 à l'altitude de 1.200 mètres, et devenait nul au-dessus de 1.500 mètres. Les prévisions se trouvent donc, là aussi, réalisées.

Quels sont les germes que l'on trouve dans l'air atmosphérique? Ils sont nombreux et variés; mais tous ne sont pas, heureusement, des germes pathogènes. Cependant, comme on va le voir, on trouve largement représentés quelques-uns des microbes les plus dangereux qui menacent l'organisme humain.

MM. les Drs Sartory et Langlais, dans un lumineux travail sur les germes de l'air, ont étudié cette importante question, et ce sont leurs recherches qui nous fournissent les documents nécessaires.

On a décelé dans l'atmosphère des espèces très nettement nocives, « pathogènes » pour employer le terme technique, et l'on se trouve amené, par les résultats de nombreuses expériences, à considérer l'atmosphère « comme une voie accessoire ou exclusive des transmissions de certaines maladies ».

Ainsi (on en est à peu près assuré), c'est par l'air que se transmettent la fièvre scarlatine, la coqueluche, la rougeole et d'autres maladies infectieuses, toutes également à redouter. C'est par les poussières de l'air également, que se transmet la tuberculose : ce sont les crachats des phtisiques qui permettent au redoutable bacille de flotter dans l'air de nos maisons, de nos voitures publiques, d'y vivre et d'y contaminer les individus sains. Les poussières de l'air véhiculent le *Bacillus anthracis*, le vibrion septique, le *Bacillus*

typhosus, et le spirille du choléra. On a pu recueillir dans l'air le pneumocoque de Talamon, celui qu'on appelait autrefois le *micrococcus de la pneumonie* ; le micrococcus de l'érysipèle a été trouvé dans l'air des salles d'hôpital, et le Dr Héricourt a signalé dans l'atmosphère la présence du redoutable « bacille virgule ». On voit donc que l'air nous fournit en abondance assez de germes de maladies pour que nous ayions souci de l'en purifier de notre mieux.

Les microbes ne sont pas les seuls éléments qui constituent les poussières organiques : ce sont, la plupart du temps, des déchets animaux ou végétaux, tels que des poils provenant des animaux, des filaments textiles, des parcelles arrachées aux fleurs, des grains de pollen, souvent assez abondants pour occasionner des chutes que l'on a souvent confondues avec des pluies de soufre. Remarquons d'ailleurs que, vu la petitesse de certaines spores d'ordre micronique, ces spores peuvent être véhiculées par des éléments de poussière de dimensions plus considérables, par de très petits poils, par exemple.

Quant aux poussières minérales, elles sont constituées, sans parler des cendres volcaniques, en majeure proportion par des particules terreuses : fragments de feldspath, de calcaire, de gypse, de quartz. Souvent, elles sont formées de minuscules fragments salins, surtout au voisinage de la mer où l'on récolte en grande quantité dans l'air des fragments de sel marin. Dans les centres très industriels, où d'innombrables cheminées déversent dans l'atmosphère d'abondantes fumées, constituées en somme par du charbon non brûlé, on recueille dans l'air une très forte proportion de parcelles de suie, et l'on a pu calculer que, rien qu'à Londres, il en tombait par an plus de mille tonnes.

Il est, enfin, une dernière catégorie de poussières que l'on trouve dans l'atmosphère, ce sont les *pous-*

sières cosmiques, venant principalement du Soleil, qui les projette loin de sa surface, au cours de ses formidables et continuelles éruptions. Elles peuvent aussi provenir de l'explosion des météorites, explosion qui les désagrège en fines particules.

Les poussières d'origine solaire sont électrisées. Chassées du Soleil par la « pression de radiation », cette force prévue et calculée par Maxwell en 1873, constatée ensuite expérimentalement par Lebedeff[1], leur existence, leur origine, leur vitesse de translation dans l'espace, sont aujourd'hui des faits acquis par la science. C'est l'arrivée de ces poussières dans la haute atmosphère qui occasionne les aurores polaires ; ce sont elles qui contribuent à produire et à entretenir la charge électrique de la Terre ; elles interviennent dans l'état électrique de l'atmosphère ; elles agissent sur le magnétisme terrestre, sur les courants telluriques. Nous aurons, à maintes reprises, l'occasion de constater le rôle considérable qu'elles jouent dans la Physique générale du Globe terrestre.

Le danger que présente pour la vie humaine la présence dans l'air de germes morbides en plus ou moins grande abondance a conduit les savants à les dénombrer dans des conditions aussi variées que possible. Nous n'avons pas à indiquer ici les techniques de plus en plus parfaites imaginées et mises en œuvre par les bactériologistes, depuis Pasteur et Miquel jusqu'à Frois, Sartory et Langlais : ce serait l'objet d'un livre spécial écrit par une plume plus autorisée que la mienne en cette matière. Je me bornerai à indiquer simplement quelques-uns des résultats obtenus au cours de ces intéressantes et utiles

1. *La Vie et la Mort du Globe*, par A. Berget, 1 vol. Paris, Bibliothèque de Philosophie scientifique, 6e mille. Flammarion, éditeur.

recherches. Ces travaux font connaître le *nombre des bactéries* qui se trouvent *dans un mètre cube* de l'air étudié.

C'est l'air des forêts, des montagnes et de la mer qui est le plus pur de tous. En pleine mer, en prenant des précautions spéciales, en recueillant de l'air au-dessus du navire, à l'aide d'un ballon à remplissage automatique, on a trouvé le plus souvent zéro, et exceptionnellement *une bactérie pour deux mètres cubes d'air*. Voilà qui démontre mieux que tout la salubrité unique de l'air de l'Océan, et qui prouve bien que la mer est la grande guérisseuse. Sur les plages, bien que le voisinage de la terre ait dû contaminer légèrement l'atmosphère, on trouve également des teneurs très faibles. A Berck-sur-Mer, on trouve, par grand soleil, entre 4 et 8 bactéries par mètre cube, et entre 10 et 20 par temps couvert. A la pointe du Raz, les nombres varient de 6 à 10 par soleil, de 10 à 19 par temps nuageux.

Après la mer, les hauteurs : l'air du Ballon d'Alsace renferme en moyenne 12 bactéries par mètre cube; celui de la forêt de Sainte-Odile, toujours dans les montagnes de nos fidèles provinces, en renferme 10. En général, les forêts partagent avec les monts le privilège d'une faible teneur en bactéries; la forêt de Fontainebleau elle-même, malgré sa proximité d'une ville et les visites nombreuses qu'elle reçoit, fournit un air ne contenant en moyenne que 50 bactéries par mètre cube. Mais, ne nous trompons pas : il s'agit de la « forêt » proprement dite, du massif des arbres, car sur la route de Melun, 300 mètres plus loin, nous trouvons jusqu'à 800 bactéries par mètre cube.

Et maintenant, passons aux statistiques pénibles autant que menaçantes, et parlons de l'air des villes : ici, nous allons être obligés d'employer les multiples élevés de l'arithmétique pour dénombrer les microbes

contenus dans un mètre cube d'air que, par ironie sans doute, on persiste à qualifier de « respirable »! C'est par dizaines de mille, par centaines de mille, par millions même que se chiffrent les bactéries contenues dans un mètre cube de l'air qu'on y absorbe.

Même dans les voies les plus larges, l'abondance des germes est effrayante : à Paris, à l'entrée des Champs-Elysées, on trouve 800 bactéries à huit heures du matin, et *88.000* à sept heures du soir, quand la poussière soulevée par les voitures et les piétons a fait monter dans l'atmosphère tout ce qui a pu être arraché au sol. Rue du Sentier, on trouve 67.000 germes par mètre cube, à trois heures de l'après-midi ; avenue du Bois-de-Boulogne, le dimanche, au moment de la grande circulation provenant du retour des courses, ce nombre atteint 575.000!

D'ailleurs, même dans les villes, la loi de la décroissance du nombre des germes avec la hauteur se vérifie. Ainsi, à la Tour Eiffel, on trouve comme teneur moyenne : en bas, 2.217 bactéries par mètre cube ; à la première plate-forme, 408 ; à la seconde, 96 ; au sommet, 5 seulement.

Je n'ai pas à parler de l'air qu'on respire dans les salles fermées : dans un grand magasin de nouveautés, un jour d'exposition, on a trouvé jusqu'à *4 millions de germes par mètre cube !* Mais, le record appartient aux « Salons ». A celui de l'Automobile, on a trouvé *neuf millions* de germes ; à celui des Artistes français, le dimanche, le chiffre s'est élevé à *quatorze millions* par mètre cube. A ce degré-là, on peut justement s'inquiéter de conditions aussi dangereuses, dont l'énorme quantité d'êtres humains agglomérés dans des espaces clos explique la possibilité. Mais il est une catégorie de points de la surface du sol terrestre au-dessus desquels l'air est d'une richesse incroyable en bactéries : ce sont les « routes ».

Oui, les bonnes routes, celles sur lesquelles se pro-

mènent les cyclistes et les friands de l'automobile, sous le prétexte de « vivre au grand air ». Or, ici, les statistiques sont effroyables.

Avenue de Saint-Cloud, près du Lycée, à quatre heures du soir, le dimanche, jour où l'on va « prendre l'air », on trouve jusqu'à 2.500.000 germes par mètre cube; et, le dimanche également, au bout de l'avenue de Picardie, on a recueilli, entre quatre heures et cinq heures du soir, le chiffre vraiment inimaginable de *vingt-trois millions de bactéries par mètre cube.* Un pareil nombre se passe de commentaires : à lui seul, il constitue la plus grave des menaces, puisque, dans une salle d'hôpital même (Dispensaire antituberculeux), on ne trouve, en moyenne, que 43.000 germes!

On est en droit de se demander comment l'homme peut lutter contre cette invasion de microbes que lui apporte l'air qu'il respire, et, tout d'abord, il faut se poser la question : la purification de l'air atmosphérique respirable est-elle « possible »?

La science actuelle répond que oui, et a donné pour cela deux solutions distinctes : la première consiste à supprimer les causes de présence des germes, la seconde consiste à tuer ceux-ci.

Pour éviter les germes dans les endroits où l'atmosphère s'en trouve remplie, comme sur les routes, par exemple, on a trouvé un remède, sinon curatif, du moins palliatif : c'est le goudronnage. Ainsi, dans dans le cas effrayant de l'avenue de Picardie, celui que nous avons cité en dernier lieu, on a fait deux séries d'expériences. L'avenue de Saint-Cloud, à l'extrémité de l'avenue de Picardie, présente une partie goudronnée et une partie non goudronnée ; on a fait des prises d'air au-dessus des deux régions, et, alors qu'on trouvait 23 millions de bactéries par mètre cube d'air au-dessus de la partie non goudronnée, on n'en trouvait que 4 millions, soit le sixième seulement au-des-

sus de la partie de la route enduite de goudron. Cela fait tout de même cent fois plus que dans une salle de Dispensaire antituberculeux!

Quant au procédé consistant à « tuer » le germe, nous ne pouvons pas, jusqu'à présent, l'appliquer à l'atmosphère libre que nous étudions. Disons seulement que le Dr Labbé a fait des expériences concluantes qui prouvent l'efficacité absolue de l'ozone comme agent microbicide, pour la purification de l'air des espaces clos : les appareils de M. Otto arrivent à une destruction complète des bactéries. C'est là encore une belle application de l'électricité.

Mais si l'homme est impuissant à « tuer » les microbes de l'atmosphère, il existe un agent naturel qui se charge fort heureusement d'une partie de cette besogne.

Cet agent, c'est la lumière du Soleil, agissant par la partie ultra-violette de ses radiations. Nous verrons plus loin que l'atmosphère arrête au passage beaucoup des radiations ultra-violettes émises par le Soleil, et c'est heureux, car sans cela, nos rétines, incapables de les supporter, seraient perdues et nous serions tous aveugles. Mais cette absorption a pour effet la destruction des germes qui flottent dans l'air, car les rayons ultra-violets tuent net les micro-organismes, à tel point que l'on a proposé leur emploi, parallèlement à celui de l'ozone, pour la stérilisation des eaux d'alimentation. Les bactéries flottant dans l'air seront donc d'autant mieux détruites par ces radiations, que celles-ci seront en plus grande proportion, c'est-à-dire auront subi de la part de l'atmosphère une absorption moindre.

Cela se produit quand on s'élève dans l'air à mesure qu'on monte : les rayons solaires qui nous éclairent ont eu à traverser une épaisseur d'air plus faible, et leurs radiations ultra-violettes, moins absorbées, sont plus abondantes. Elles agissent plus efficace-

ment au point de vue microbicide, et c'est là une des causes de la pureté de l'air des régions montagneuses.

Quoi qu'il en soit, l'air est le véhicule permanent de poussières nombreuses et ténues. Nous allons voir quelles conséquences résultent de leur présence au point de vue des propriétés optiques de l'atmosphère; plus tard, en étudiant la vapeur d'eau, nous verrons le rôle capital joué par ces poussières dans la condensation de la vapeur d'eau, et dans la formation des brouillards et des nuages.

CHAPITRE V

L'optique de l'atmosphère.

L'atmosphère est interposée entre nos yeux et le monde extérieur et ce n'est qu'après l'avoir traversée que nous arrivent les ondes lumineuses ou électriques grâce auxquelles nous pouvons connaître l'Univers. Nous sommes prisonniers dans un cachot gazeux et il faut composer avec notre geôle pour pouvoir faire les mesures précises exigées par l'étude rigoureuse des astres qui peuplent l'Infini.

Les propriétés optiques de l'atmosphère, sa transparence, sa coloration, la déviation qu'elle imprime aux rayons lumineux, l'absorption qu'elle leur fait subir, les modifications qu'elle leur inflige sont, pour nous, questions capitales auxquelles nous allons consacrer le chapitre qui suit.

Tout d'abord, l'air se présente à nous avec une coloration propre et le plus souvent cette coloration est bleue, tellement bleue que l'on a donné, dans les arts, le nom de « bleu de ciel » à une couleur fréquemment employée. De plus, le bleu de la voûte céleste n'est pas uniforme à nos yeux : le bleu le plus pur est aux environs du zénith, tandis que sa pureté s'altère à mesure que le regard de l'observateur s'abaisse vers l'horizon.

D'où vient cette couleur bleue du ciel? Les physiciens de ce temps s'accordent à admettre qu'elle provient justement des particules ténues, des poussières très petites que l'air tient en suspension. Nous avons déjà mentionné et nous rappelons encore, à raison de son importance, l'observation, familière à tous, d'un rayon de soleil entrant par une fente d'un volet dans une chambre obscure : son passage est rendu visible par les particules en suspension dans l'air de la chambre, particules que le soleil frappe de sa lumière et qui la diffusent, rendant cette lumière sensible en devenant sensibles elles-mêmes.

Lorsque la lumière générale, venue du Soleil, pénètre dans l'atmosphère, elle est ainsi diffusée par l'infinité de particules qu'elle rencontre sur son chemin. Mais n'oublions pas quelle est la nature de la lumière blanche : elle est composée d'une infinité de radiations allant du violet au rouge, de longueurs d'onde décroissantes du rouge au violet, inégalement réfrangibles et inégalement diffusibles. La « diffusion intérieure », qui se fait dans l'air lui-même, sera donc d'autant plus forte que la radiation diffusée est plus courte, c'est-à-dire plus voisine du violet; l'extrême violet du spectre, dont la longueur d'onde est moitié de celle du rouge, est seize fois plus diffracté que celui-ci, car, d'après la démonstration de lord Rayleigh, la diffraction est inversement proportionnelle à la quatrième puissance de la longueur d'onde.

Il en résulte que la lumière diffusée par les particules suspendues dans l'air est beaucoup plus riche en radiations bleues et violettes qu'en radiations jaunes et rouges. L'atmosphère doit donc paraître *bleue* et ainsi s'explique, d'après l'illustre physicien anglais, la coloration générale du ciel.

Mais une question se pose immédiatement, question qui se relie étroitement aux résultats énoncés dans le

précédent chapitre. Evidemment, dans les couches inférieures de l'atmosphère, nous trouvons en abondance ces poussières matérielles, organiques ou minérales qui diffusent la lumière. Mais nous avons vu que le nombre des poussières diminue avec la hauteur et devient très faible sur les hautes montagnes. *Sublata causa, tollitur effectus*, décrétaient les philosophes d'antan : du moment que le grain de poussière n'est plus là pour diffuser la lumière, le bleu du ciel doit disparaître. Et cependant on sait que le ciel, non seulement ne cesse pas d'être bleu sur les hautes montagnes, mais encore que ce bleu est plus vif qu'au niveau des plaines. Pourquoi ?

Pour répondre à cette question, il nous faut aller plus loin encore dans l'explication de la constitution de l'atmosphère. Nous avons dit, qualitativement et quantitativement, quels étaient les gaz qui la composaient; mais il est temps de parler de l'état « dynamique » auquel se trouvent ces gaz.

Or, cet état, la théorie cinétique des gaz nous apprend ce qu'il doit être : des expériences admirables de J. Perrin ont vérifié ce qu'il est réellement. Imaginons l'atmosphère terrestre uniquement composée d'azote : cela ne changera guère les données du problème, l'azote formant les quatre cinquièmes de l'air et le dernier cinquième, presque entièrement formé d'oxygène, ayant une densité très peu différente de celle du gaz qui forme les quatre autres.

Cette masse gazeuse est essentiellement discontinue : elle est formée de *molécules* très petites, en perpétuelle agitation, exécutant une véritable danse de Saint-Guy, se heurtant, se choquant, se bousculant sans cesse, se renvoyant les unes sur les autres, se réfléchissant sur les parois des récipients qui les renferment. Ce sont précisément les ensembles de ces chocs moléculaires qui constituent la « pression » des gaz sur les parois de sa prison, pression qui est ainsi

la résultante de l'infinité de chocs élémentaires que cette paroi reçoit pendant un temps donné. On a pu déduire des expériences de Perrin le diamètre de la molécule d'azote : ce diamètre est $2,8 \times 10^{-8}$ centimètres ou, en chiffres ronds, un trois millionième de millimètre. L'intervalle entre deux molécules est, *en moyenne*, de 100 à 150 fois leur diamètre. Il y en a 685 milliards de trillions ($68,5 \times 10^{22}$) dans un volume de 22 litres 4 (volume moléculaire) à la température de zéro et, dans ces conditions, elles produisent sous ce volume une pression de 1 atmosphère. C'est ce nombre ($N = 68,5 \times 10^{22}$) que l'on appelle la *constante d'Avogadro*, en souvenir du savant illustre qui en a le premier conçu l'idée et l'importance.

Ces molécules bondissent dans tous les sens : leur vitesse *moyenne* est de 500 mètres à la seconde, c'est-à-dire la vitesse initiale de la balle du fusil d'infanterie modèle 1874, que l'on appelait fusil « Gras ». Et c'est à cette vitesse moyenne que ces molécules, véritables projectiles, viennent heurter les parois du vase qui les renferme en y produisant plus de 300 millions de milliards de chocs en une seconde. Quelque invraisemblables que soient ces chiffres, ils ne correspondent pas à des hypothèses, mais sont déduits des résultats d'expériences capitales de J. Perrin. Et, s'il faut louer ce savant physicien d'avoir réussi ces délicates et difficiles mesures, il faut l'admirer encore plus d'avoir osé les entreprendre.

Nous avons donc une atmosphère remplie de corpuscules en suspension : partout, ce sont les *molécules* des gaz constituants et, dans les couches basses, ce sont des grains plus grossiers, les poussières.

Pour rechercher si vraiment les molécules, dont l'existence objective ne fait plus de doute aujourd'hui, diffusent la lumière solaire, il faut se placer sur de hautes montagnes, au-dessus de la région des poussières et des germes. Ces recherches ont été faites au sommet

du mont Blanc et du mont Rose, et, en introduisant les résultats de l'observation dans les formules de la théorie, on a retrouvé ainsi, pour le nombre de molécules contenu dans l'unité de volume (constante d'Avogadro), un nombre très voisin de celui qui résulte des expériences de Perrin.

Les molécules gazeuses diffusent donc réellement la lumière du Soleil comme le font les grains matériels qui constituent les poussières des couches inférieures et c'est à cette cause qu'est due la coloration bleue du ciel : les vues de lord Rayleigh sont ainsi victorieusement confirmées et il est inutile de chercher à expliquer le bleu de ciel, comme on l'a fait (sans grande vraisemblance d'ailleurs) par la présence de l'ozone atmosphérique.

Mais le ciel n'est très nettement bleu qu'au voisinage du zénith, surtout lorsque le soleil est bas sur l'horizon, c'est-à-dire le matin à son lever et le soir à son coucher; sa couleur passe, par teintes fondues, du bleu zénithal à un bleu plus clair qui arrive au blanc laiteux, au jaune et au rouge pourpre. Nous avons vu, en cherchant à évaluer l'épaisseur de l'atmosphère (fig. 1), que le Soleil éclairait encore des molécules d'air, ainsi rendues visibles pour nous, bien après qu'il s'était couché et cela jusqu'à ce que ses rayons soient inclinés de 18 degrés au-dessous de l'horizon du lieu où nous sommes. C'est à ce moment que se produit cette « purpuration » du ciel, si nette au lever et au déclin du jour et dont les nuages élevés et les cimes des hautes montagnes réfléchissent si bien les riches colorations.

C'est encore la théorie de la diffusion qui va nous expliquer cette féerie de couleurs. La diffusion intérieure agit, pour la diminuer, sur l'intensité du rayonnement transmis directement. Quelque chose manque dans ce rayonnement : c'est tout ce qui a été diffusé.

Comme les radiations de courte longueur d'onde sont plus diffusées que celles de grande longueur, cela revient à dire que le violet et le bleu se trouvent plus affaiblis que le rouge. Quand le soleil est au voisinage du zénith, l'épaisseur de la couche d'air qu'il traverse est minimum. Nous avons vu que le violet était 16 fois plus diffusé que le rouge quand les particules diffusantes sont très petites : c'est le cas des molécules qui constituent l'air lui-même. Mais, quand les particules diffusantes sont plus grosses, ce qui est le cas des poussières existant en abondance dans les couches inférieures, le rouge et le jaune sont diffusés en plus grande proportion. Ceci a lieu quand le Soleil, voisin de l'horizon, envoie des rayons qui font, en rasant la terre, un trajet considérable dans les couches inférieures riches en grosses particules : la lumière du ciel paraît jaune et rouge et l'astre lui-même semble teinté de rouge. La même chose a lieu au lever ou au coucher de la Lune.

L'abondance de la vapeur d'eau condensée en gouttelettes produit le même phénomène, mais ces gouttelettes sont assez grosses; elles ont, en moyenne, 1/50e de millimètre de diamètre. Alors, il y a moins de différence entre la diffusibilité des diverses radiations : le ciel devient clair, puis laiteux, puis blanc. Cette couleur blanche se transmet à travers les nuages inférieurs inégalement épais et leur donne, combinée avec des jeux d'ombre, cette teinte grise qui, pour les épais nuages orageux, arrive presque au noir.

On conçoit également que, sur les hautes montagnes où la vapeur d'eau et les poussières font défaut, le rayonnement solaire soit plus riche en violet et en ultra-violet que dans les vallées basses : de là, ces « coups de soleil » auxquels les alpinistes sont fréquemment exposés.

Il est des cas où la haute atmosphère elle-même est

chargée de poussières matérielles, assez ténues pour tomber avec une telle lenteur que leur chute, ainsi ralentie, équivaut à une véritable sustentation, assez grosses cependant pour ne pas diffuser seulement du bleu, mais aussi du jaune et du rouge. Ce sont les cas où des éruptions volcaniques d'une grande violence lancent dans l'atmosphère, à des hauteurs de plusieurs kilomètres, d'immenses quantités de poussières qui forment de véritables nuages.

Dispersées et entraînées par les vents supérieurs, les poussières restent quelquefois des années entières en suspension dans l'air et peuvent faire plusieurs fois le tour de la Terre. Le cas s'est produit le 26 août 1883, lors de l'éruption du Krakatoa, au cours de laquelle les cendres lancées par le cratère s'élevèrent à 30 kilomètres dans l'atmosphère et firent plusieurs fois (sept, croit-on) le tour de notre globe. La compacité de ces « nuages volcaniques » fut suffisante pour que, pendant près d'une année après l'éruption, des « lueurs crépusculaires » d'un rouge magnifique se montrassent presque tous les soirs. Quand on observe des suites continues de ces lueurs crépusculaires, c'est toujours à des poussières d'origine volcanique, planant dans la haute atmosphère, qu'il faut les attribuer. Ces poussières ont, d'ailleurs, un autre effet : elles forment une sorte d'écran qui absorbe une partie de la radiation solaire et diminue l'échauffement provenant de l'insolation. Les étés exceptionnellement froids, comme celui de 1912 par exemple, doivent être attribués à une surabondance de ces émissions de poussières volcaniques. En 1912, en particulier, l'abaissement de température fut général. D'autre part les déterminations exactes faites à l'aide du spectromètre montrèrent une absorption sensiblement égale pour tous les rayons : ce n'étaient donc pas des particules infiniment petites qui s'interposaient sur le trajet des rayons solaires, mais bien de véri-

table « grains » de dimensions analogues à celles des cendres de volcans. Or, une éruption formidable s'était produite en juin 1912 dans un volcan de l'Alaska; d'après l'épaisseur des cendres tombées dans la région environnante, on peut justement croire qu'elle fut d'une violence comparable à celle de Krakatoa, et l'on comprend aisément, dès lors, l'importance des poussières qu'elle a projetées dans le ciel.

Ainsi, la transparence de l'air peut être altérée par des éléments « intrus », étrangers à l'air lui-même. Mais, indépendamment de cela, cette transparence n'est pas parfaite, loin de là. En particulier, l'air absorbe certaines radiations alors qu'il laisse librement passer les autres.

Nous avons une forme de cette inégale absorption des radiations en étudiant le spectre solaire : les radiations qui y manquent, par suite de l'absorption que leur a fait subir l'atmosphère, se manifestent par des raies ou des bandes obscures que l'on qualifie, pour cela, de *telluriques*, pour ne les point confondre avec les autres raies que l'on trouve dans le spectre.

On a constaté que ces raies se renforcent quand le Soleil baisse sur l'horizon, pour s'affaiblir, au contraire, quand l'astre est plus voisin du zénith; cela se conçoit, si l'on réfléchit que, près de l'horizon, le Soleil envoie des rayons qui sont obligés de faire obliquement un bien plus long trajet dans la couche atmosphérique qu'ils traversent en incidence presque rasante. Beaucoup de ces « raies telluriques » sont dues à la vapeur d'eau existant dans l'atmosphère : elle disparaissent en effet, par les très grands froids, alors qu'elle se renforcent lorsque l'atmosphère est saturée d'humidité. Ce renforcement est surtout très net pour la bande correspondant à la longueur d'onde $0^{\mu},578$, bande qui, indiquant par son accroissement d'intensité une surabondance de vapeur

dans l'air, souligne ainsi la probabilité d'une pluie prochaine. Aussi Brewster l'a-t-il appelée « bande de pluie ».

Quand, continuant à étudier, à l'aide du spectroscope, la façon dont les différentes radiations solaires sont absorbées par l'atmosphère terrestre, on porte son attention sur la région de l'infra-rouge, on y trouve de larges lacunes. Comme l'infra-rouge représente les radiations calorifiques du spectre, on peut appeler « bandes froides » ces lacunes, qui correspondent à l'absorption de ces rayons dont la longueur d'onde est considérable (de $0^{\mu},9$; $1^{\mu},15$; $1^{\mu},35$; $1^{\mu},8$, et $1^{\mu},9$). Les physiciens attribuent à l'acide carbonique et à la vapeur d'eau contenus dans l'air l'absorption de ces radiations chaudes. Nous avons déjà eu l'occasion d'insister sur ce fait en parlant de la composition de l'air atmosphérique, et nous avons montré le rôle de manteau protecteur que jouaient l'acide carbonique et la vapeur d'eau vis-à-vis du refroidissement par rayonnement. On a pu établir par le calcul que si la dose, infime pourtant (1/3.000ᵉ) d'acide carbonique qui existe actuellement dans l'air venait à disparaître, la température du sol baisserait d'une vingtaine de degrés.

L'acide carbonique et la vapeur d'eau, existant surtout dans les couches inférieures de l'atmosphère, ce sont ces dernières qui s'échaufferont le plus, puisqu'elles contiennent les éléments qui absorbent les radiations calorifiques, puisque, de plus, elles sont en contact immédiat avec la Terre échauffée par celles des radiations solaires qui ont triomphé de l'absorption de l'écran gazeux. Nous verrons, en étudiant la circulation générale de l'atmosphère, quelle est l'importance de ce fait au point de vue de l'établissement du régime des alizés et des contre-alizés.

Ainsi la vapeur d'eau et l'acide carbonique jouent, relativement à l'échauffement solaire, le rôle du verre

de la cloche à melon des jardiniers : ils laissent passer beaucoup des radiations que l'astre nous envoie lors de son rayonnement diurne le plus intense, mais ils arrêtent les radiations obscures que le sol échauffé rayonnerait vers l'espace pendant le refroidissement nocturne de la Terre.

L'atmosphère, comme tous les milieux transparents, fait subir une *réfraction* aux milieux lumineux qui la traversent. Cette réfraction a pour premier effet de nous faire voir les objets dans une direction « apparente » qui diffère de leur direction réelle.

Si nous avons un point lumineux situé en S (fig. 3)

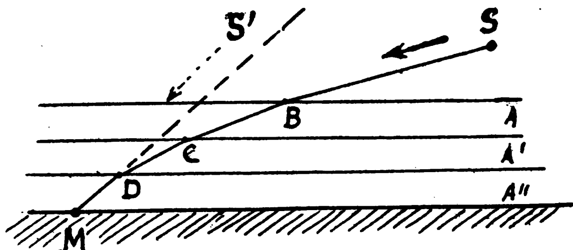


Fig. 3. — Réfraction atmosphérique.

et envoyant des rayons vers la Terre, le rayon SB subira, en entrant dans la première couche d'air, A, de faible densité, une première réfraction qui le rapprochera de la normale et le déviera suivant BC; pénétrant ensuite dans une deuxième couche plus dense, A', il subira une seconde réfraction qui le rapprochera encore plus de la normale et sera dévié suivant CD; en traversant une couche A'' encore plus dense, il sera de nouveau dévié suivant DM. De sorte que, finalement, l'observateur situé en M, à la surface de la Terre, recevra les rayons lumineux, émanés du point S, dans la direction MS. Il croira donc

voir le point S en S', c'est-à-dire relevé en apparence au-dessus de l'horizon. Comme les couches atmosphériques, de densités croissantes, varient d'une manière continue, la trajectoire du rayon lumineux est, en réalité, curviligne.

Cette « réfraction atmosphérique » est un des points noirs de l'Astronomie. Il n'est pas nécessaire d'être un virtuose du cercle méridien pour en constater les effets. Lorsque le Soleil se couche, son



(Photo. L. Rudaux.)

Fig. 4. — Déformation apparente du soleil couchant par la réfraction.

disque nous semble aplati dans le sens de la hauteur : c'est à la réfraction qu'est due cette apparence. La réfraction se produit dans le sens vertical, qui est celui de la décroissance de la densité des couches d'air et ne se produit que peu dans le sens horizontal, où les rayons traversent des couches de densité constante. C'est donc le diamètre vertical de l'astre dont la grandeur apparente est altérée (fig. 4).

La réfraction produit encore un autre changement sur l'apparence du Soleil : elle nous permet d'apercevoir l'astre, en tout ou en partie, même lorsqu'il est géométriquement au-dessous de l'horizon visuel, MH, de l'observateur placé en M (fig. 5). On voit, en regardant sur la figure, le trajet des rayons solaires SABM, réfractés en A et en B par les « couches atmosphériques », que l'observateur verra le Soleil dans la

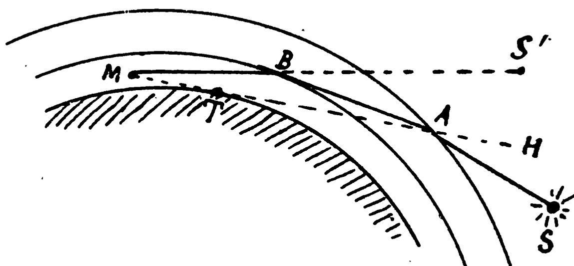


Fig. 5. — Visibilité du soleil couché par suite de la réfraction atmosphérique.

direction du rayon qui lui arrive, c'est-à-dire en S', donc encore au-dessus de l'horizon, alors que l'astre est déjà matériellement au-dessous.

Ce relèvement apparent des astres est d'autant plus grand que l'astre est plus près de l'horizon : il n'est nul qu'au zénith. Il est donc nécessaire, pour les astronomes, de tenir compte, dans les mesures angulaires, de cette déviation que la réfraction fait subir aux rayons lumineux. Négligeable (on l'admet, du moins) dans le sens horizontal, c'est-à-dire dans les mesures d'azimuts, la correction de réfraction est importante dans le sens vertical, c'est-à-dire pour les mesures de hauteurs et de distances zénithales.

Les astronomes et les physiciens ont, depuis Laplace, consacré de longues études à cette importante question. La correction de réfraction peut se

calculer avec assez de précision jusqu'aux hauteurs qui ne dépassent pas 20° au-dessus de l'horizon. Pour les hauteurs plus faibles la correction présente des incertitudes qui en déconseillent l'emploi.

Les marins ont besoin à chaque instant de connaître et d'appliquer cette correction de réfraction quand ils prennent la hauteur d'un astre au-dessus de l'horizon. La réfraction influe, en effet, et sur la visée de l'astre, et sur la visée de l'horizon lui-même. Les nombres suivants donneront une idée de l'importance de cette correction quand les hauteurs mesurées sont faibles.

Ainsi, une hauteur apparente mesurée de 1/2° comporte une correction de réfraction de 28′ c'est-à-dire à peu près égale à la grandeur mesurée : une hauteur apparente de 1° doit subir une correction de 24′, soit de plus du tiers de sa valeur; une hauteur de 5° compte encore 10′ de correction! Si la hauteur observée est de 30°, la correction est encore importante en valeur absolue : 1′30″. Ce n'est qu'à partir de 45° que la correction s'abaisse au-dessous de 1′ et tombe à 58″; elle est encore de 34″ pour la hauteur de 60°, de 10″ pour la hauteur de 80°, et ne s'annule que pour le zénith.

Si encore on la connaissait avec exactitude! Mais il suffit de réfléchir un instant à la nature même du phénomène qu'elle fait intervenir pour être frappé de l'incertitude qu'elle comporte. La réfraction par une masse gazeuse dépend, en effet, de l'indice de celui-ci, et la loi de Gladstone nous dit que la partie décimale de cet indice est proportionnelle à la densité. Or, dans le cas des gaz, la densité dépend d'une foule de facteurs que l'on ne connaît qu'imparfaitement : la température, sa décroissance avec la hauteur suivant une loi peu connue, la pression et sa diminution progressive, l'humidité, etc. Pour toutes ces raisons, la correction de réfraction ne donne,

même pour les angles auxquels on peut légitimement l'appliquer, qu'une « probabilité » et non une « certitude » de précision. L'étude de la réfraction est donc un des gros « problèmes de l'atmosphère », un des plus importants même, à cause de son application journalière à l'astronomie et à la navigation.

La réfraction dans l'air produit une autre catégorie de phénomènes bien connus. Ce sont les *mirages*.

Dans certaines circonstances, exigeant à la fois une température élevée du sol et une parfaite tranquillité

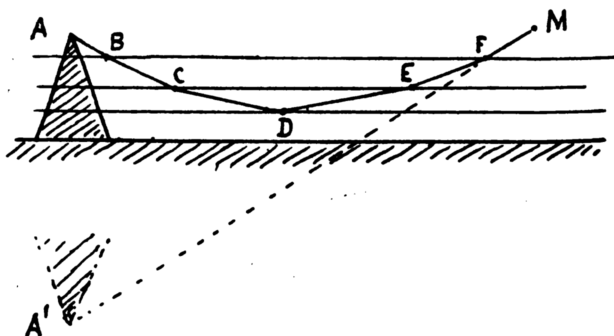


Fig. 6. — Le mirage.

de l'air, les couches gazeuses se succèdent avec une grande continuité dans le sens de leur densité décroissante. Alors, il arrive qu'un rayon lumineux issu d'un point un peu élevé, A (fig. 6), rencontre des couches dont la densité, et par suite l'indice de réfraction au lieu d'aller en augmentant près du sol, comme c'est le cas général, vont, au contraire, en diminuant. Au lieu de s'incurver vers la Terre, comme le montre la figure 3, dans le cas de la réfraction régulière, le rayon lumineux s'incurve vers le zénith et rencontre les couches d'air sous un angle d'incidence de plus en plus

obtus. Il arrive donc à rencontrer, en D, une couche inférieure, sous un angle plus grand que l' « angle limite » relatif à l'indice de réfraction de cette couche, indice qui dépend de sa température. Il subira donc en D la *réflexion totale*, remontera en suivant un chemin DEF symétrique de son chemin d'incidence ABC, et quand il arrivera à l'observateur placé en M, celui-ci croira voir l'objet M dans la direction du dernier rayon FM qui lui arrive; c'est-à-dire qu'il aura l'impression de voir son image renversée, en A', absolument comme s'il était réfléchi par une vaste nappe d'eau placée sur

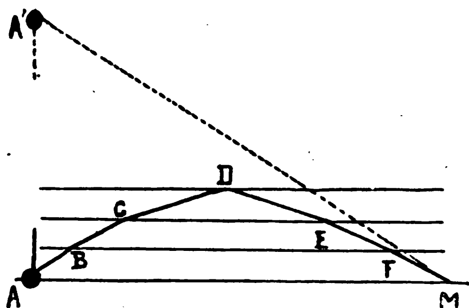


FIG. 7. — Mirage renversé.

le sol. C'est cette apparence de lac imaginaire qui avait tant frappé l'imagination des troupes de Bonaparte lors de l'expédition d'Égypte : altérés par une soif ardente et manquant d'eau, les soldats voyaient se réfléchir les palmiers et les pyramides lointaines sur une eau qui, inexistante, s'enfuyait toujours devant eux.

Quand les circonstances atmosphériques s'y prêtent, ainsi que cela se rencontre assez souvent dans les régions polaires et plus rarement sous nos latitudes, le mirage peut être inversé et montrer une image renversée *aérienne* de l'objet qui lui donne

naissance. La figure 7 explique suffisamment la marche et la réflexion totale du rayon lumineux dans ce cas, et la figure 8 montre la reproduction exacte de deux mirages, dont l'un a été observé par l'auteur en 1898, dans l'Atlantique, entre l'embouchure de la Loire et Belle-Ile.

C'est sans doute à un effet de mirage renversé que sont dues ces curieuses illuminations que semble subir la haute atmosphère quelque temps après le coucher du Soleil, et qui forment un véritable « post-crépuscule », si je puis risquer ce néologisme. Si, au moment où l'astre se couche, un jour où l'horizon

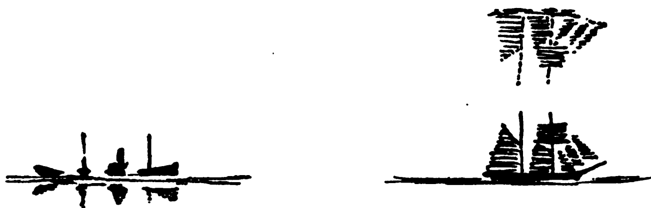


Fig. 8. — Apparences de mirages observées en mer.
(*A*) Mirage direct observé à l'embouchure de la Loire.
(*B*) Mirage inverse observé dans les mers polaires.

de l'Est est chargé de nuages, on observe ceux-ci, voici les apparences successives qu'ils présentent : au moment où le Soleil vient de disparaître, les nuages, éclairés un instant auparavant par les rayons rougeâtres du couchant, deviennent assez rapidement sombres ; mais environ 15 à 20 minutes après la disparition du disque lumineux, le sommet des nuages s'éclaire derechef, et cette fois d'une magnifique teinte pourprée.

Si l'on réfléchit qu'il y a, dans la haute atmosphère, une couche qui présente, comme nous le verrons dans un chapitre ultérieur, le phénomène de l' « inversion » de température, il serait naturel d'attribuer

à la réflexion totale, sur cette couche, le retour des rayons du Soleil disparu vers les nuages inférieurs plus voisins de la Terre. Ce serait une explication simple. On en a proposé d'autres : l'éminent astronome H. Deslandres, directeur de l'Observatoire d'astrophysique de Meudon, fait intervenir, pour donner la raison de cette luminosité spéciale de la haute atmosphère après le crépuscule, les rayons ultra-violets qui en exciteraient la fluorescence.

Quoi qu'il en soit, c'est là un « problème de l'atmosphère » de plus à résoudre. Il exigera de nombreuses mesures de température à l'aide de ballons-sondes. Nous pouvons être certains qu'il sera résolu quelque jour.

Disons enfin que c'est à des mirages complexes et à des réflexions totales multiples qu'il faut attribuer les apparences analogues à celles de la *Fata morgana* du détroit de Messine, et autres semblables, dont la légende s'est emparée, au moins autant que la Science, pour satisfaire au besoin d'extraordinaire que ressent notre curieuse humanité. Parfois des couches d'air de densités différentes superposées peuvent donner lieu à une *réfraction* importante, mais sans, toutefois, présenter la réflexion totale : les images aériennes seront donc droites et non renversées et les objets paraîtront relevés en l'air; souvent leurs dimensions verticales paraissant ainsi accrues, l'impression que produira leur image est qu'ils se sont rapprochés de nous : ce sont alors des *suspensions*. Ainsi, on a pu parfois, de Dieppe, apercevoir la côte anglaise, bien qu'elle soit cachée par la sphéricité de la mer. On a pu, de Schlestadt voir le clocher de la cathédrale de Strasbourg illuminé un jour de fête publique, et qui, malgré la distance de 45 kilomètres, semblait énorme et placé à 2 kilomètres environ. Ainsi s'expliquent aisément les récits, souvent authentiques et sincères, d'apparitions lointaines de villes

vues dans les airs : ce sont des phénomènes de *suspension.*

Quant aux récits d'apparitions de batailles vues de de loin dans les airs, ils pourraient s'expliquer de cette manière, si le fait qu'ils furent jamais signalés qu'après l'événement ne devait les faire classer dans le domaine de l'imagination bien plus que dans celui de la Science.

Il est encore un phénomène bien curieux, qui fut longtemps inexpliqué, et observé assez rarement pour avoir même été mis en doute : c'est ce rayon autour duquel Jules Verne qui, à travers les fusées de son étincelante fantaisie, laissait toujours percer une étonnante prescience de la découverte, a fait mouvoir les personnages d'un de ses romans : je veux parler du *Rayon vert.*

Le fait, énoncé dans le début du livre est le suivant : Quand on voit le Soleil se coucher au-dessus de l'horizon de la mer, par un ciel exceptionnellement transparent et par une atmosphère absolument tranquille, si l'on suit des yeux l'astre, devenu rouge foncé à mesure qu'il paraît s'enfoncer sous les flots, on voit son disque, aplati par la réfraction, se réduire de plus en plus, et n'être plus qu'un imperceptible segment de cercle. Mais, au moment où ce segment, réduit à un point lumineux, va disparaître à son tour, le dernier rayon de lumière qu'il envoie à notre ciel est vert, d'un vert d'émeraude étincelant, magnifique, qu'il faut avoir vu pour en comprendre la pureté. De plus, le moindre trouble dans l'atmosphère, la moindre nébulosité en empêche la manifestation. Ajoutons enfin que, si l'observation du « rayon vert » a surtout été faite au bord de l'Océan, nombre de personnes ont pu, cependant, en constater l'existence en montagne, quelques-unes même au lever du Soleil. C'est alors le *premier* rayon envoyé

par l'astre au-dessus de l'horizon qui paraît d'un magnifique vert émeraude, à condition que la ligne d'horizon soit nette et bien tranchée. Et si l'on a surtout pu l'observer au coucher de l'astre, c'est que les observateurs ne sont pas toujours d'un tempérament assez matinal pour l'observer à son lever, et que, même dans ce cas, on ne connaît pas exactement le point de l'horizon au-dessus duquel va jaillir la verte mais fugitive lueur.

On a cherché à expliquer cette coloration ultime du dernier rayon solaire par son passage à travers une

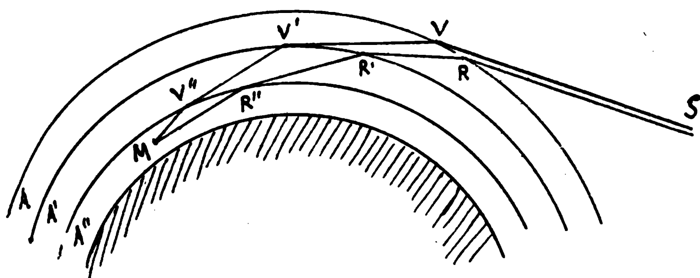


FIG. 9. — Réfractions différentes des diverses radiations solaires.

crête de vagues qui lui aurait communiqué la coloration propre de l'eau ; mais l'explication ne tient plus, soit quand le phénomène s'observe par mer absolument plate, par « mer d'huile », soit quand il s'observe au-dessus d'un horizon terrestre. On a invoqué le contraste visuel entre la dernière couleur rouge reçue du disque déclinant de l'astre, et l'impression physiologique de la couleur complémentaire, le vert, que devrait ressentir notre œil : mais alors le phénomène devrait être observable tous les jours. C'est dans la réfraction et la « dispersion » atmosphérique qu'il faut chercher la cause de ce joli phénomène,

comme l'a ingénieusement expliqué le professeur Houllevigue. La lumière du soleil, lumière blanche comme impression résultante, est, en réalité, formée d'une infinité de composantes dont les couleurs du spectre sont les repères principaux. Quand un rayon complexe de lumière solaire, S (fig. 9), pénètre dans les couches successives de l'atmosphère, chacune des radiations qui la composent est réfractée d'une façon différente, d'après la valeur de l'indice de la

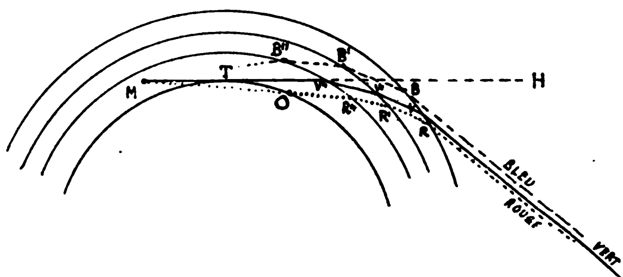


Fig. 10. — Le « Rayon vert ».

couche traversée par la lumière qui la constitue. Le trajet des rayons rouges, SRR'R'', sera donc différent de celui des rayons violets, SVV'V''. Les rayons verts seraient compris entre ces deux rayons extrêmes, les rayons violets étant les plus réfractés.

Mais, si le Soleil est déjà au-dessous de l'horizon MTH (fig. 10), horizon déterminé par le plan tangent mené de l'œil de l'observateur M à la surface de la mer, au moment où les rayons verts VV'V''T arrivent à l'œil, les rayons rouges et jaunes, RR'R'', situés au-dessous des premiers sont arrêtés en O par la Terre elle-même. Quant aux rayons bleus et violets, BB'B'' qui, placés au-dessus du vert, devraient arriver à l'œil, ils sont arrêtés dans la partie ultime de leur trajet par la couche inférieure de l'atmosphère qui,

riche en vapeur d'eau, les arrête au passage, comme nous l'avons vu au commencement de ce chapitre. C'est même pour cela que le rayon s'observe mieux que partout ailleurs au-dessus de l'horizon de la mer, dont la masse liquide fournit à la couche d'air surjacente la dose de vapeur nécessaire à cette absorption. J'ai eu personnellement l'occasion de voir deux fois ces rayons verts, au cours de croisières à bord de la *Caroline*. Une fois j'étais seul à l'observer, mais la seconde fois, au retour d'un voyage à Belle-Ile-en-Mer, à la fin du mois d'août 1896, tous les passagers du yacht en furent les spectateurs émerveillés.

Ainsi, nous savons ce qu'est le « rayon vert », et si ce rayon a constitué, pendant un temps, un petit « problème de l'atmosphère », du moins est-ce un problème résolu.

Un autre phénomène atmosphérique, phénomène qui affecte la vision des objets éloignés, doit être rattaché à la réfraction par les couches d'air : c'est celui que les physiciens appellent le *trouble optique*.

Tout le monde a remarqué cette ascension de l'air autour d'un tuyau de poêle chaud : le gaz, chauffé au contact de la tôle, monte le long de celle-ci, chassant l'air froid qui s'y trouve, de sorte qu'il se fait un mélange permanent de deux gaz inégalement réfringents parce qu'ils sont inégalement denses; et le profil du tuyau semble vaciller de droite à gauche, se déformer par instants, et cela tant que l'échauffement persiste : c'est en cela que consiste le « trouble optique » quand, au lieu de se produire dans une chambre autour d'un poêle chaud, le mélange de l'air chaud et de l'air froid se produit naturellement au-dessus d'un sol surchauffé.

On l'observe admirablement sur les grandes plaines brûlées par le Soleil : on voit alors l'horizon qui semble parcouru par de véritables vagues ondulant

les unes à la suite des autres : ce sont les successions de masses d'air inégalement chaudes qui, réfractant de façon différente les rayons visuels, et se déplaçant perpétuellement par convection, produisent cette déformation et cette ondulation apparente de l'horizon. Le phénomène s'observe également au-dessus de l'Océan, pendant les grandes chaleurs de l'été, surtout quand l'observateur est peu élevé au-dessus du niveau de la mer.

Le trouble optique est analogue à ce « trouble » qui se produit dans un verre d'eau pure quand on y ajoute un autre liquide, comme de l'eau préalablement sucrée, avec lequel il ne se mélange pas instantanément. Les filets liquides formés de l'une ou de l'autre substance n'ont pas le même indice de réfraction; tant qu'ils sont en présence les uns des autres sans s'être intimement mélangés, ils réfractent individuellement la lumière, chacun à sa manière, et de ces réfractions irrégulières et nombreuses résulte une sorte de chaos qui empêche toute vision nette à travers l'ensemble des deux liquides.

C'est ce qui se produit dans le mélange des couches d'air inégalement chaudes. Ce trouble optique n'eût jamais été une grosse « question de l'atmosphère » car il fut élucidé sitôt que découvert, s'il n'avait servi à expliquer un des phénomènes restés longtemps mystérieux en astronomie, je veux parler de la *scintillation des étoiles*.

Les étoiles — tout le monde a pu l'observer — n'ont pas un éclat constant, mais perpétuellement variable : elles paraissent lancer des feux comme un diamant réfléchissant des lumières sur ses facettes multiples, et la lumière semble, de ce fait, un peu tremblante, alors que les planètes envoient une lumière parfaitement régulière et fixe. C'est la *scintillation*. Cette scintillation peut même s'accompagner de variations dans la couleur, variations qui se font

également par soubresauts, quand l'étoile est voisine de l'horizon et envoie à l'œil des rayons qui ont dû effectuer un long trajet dans les couches basses de l'atmosphère.

La scintillation est due au trouble optique de l'air, dont les couches inégalement réfringentes et toujours en mouvement impriment au rayon lumineux qui nous vient de l'étoile une « danse » perpétuelle, qui fait que l'étoile semble scintiller sans interruption, donnant ainsi l'impression d'une continuelle variation d'éclat.

Cela n'a pas lieu pour les planètes, parce que celles-ci, plus rapprochées de nous, ont un « diamètre apparent » : on le voit quand on les observe au télescope, dans le champ duquel elles apparaissent comme des petits disques lumineux, d'autant plus grands que le grossissement de l'appareil est plus fort, alors que étoiles ne sont jamais vues que comme des *points*, quel que soit le grossissement du télescope employé. Les planètes ayant ainsi l'apparence de petits cercles lumineux, il en résulte que les scintillements de tous les points de leur disque se superposent pour donner une image circulaire de clarté uniforme et dont les bords seuls pourraient présenter une légère variation de netteté et d'éclat. Les étoiles, au contraire, toujours vues comme de simples points sans dimension apparente, scintillent toujours; et, quand par surcroît elles sont près de l'horizon, il se produit dans leur apparence des changements de coloration, qui prennent naissance par ce même mécanisme de l'inégale réfraction de leurs divers rayons, mécanisme sur lequel nous avons insisté à propos du « rayon vert ».

Ce qui démontre la justesse de cette manière de voir, c'est que des sources lumineuses artificielles peuvent « scintiller », elles aussi, bien qu'elles soient, par nature, absolument fixes, à condition d'être vues

à travers des couches d'air présentant les caractères nets du trouble optique.

Par exemple, il m'est souvent arrivé, pendant les soirs d'été, au moment où s'allument les phares le long de nos côtes, d'apercevoir le phare de la Banche, au large du Croisic, comme une lueur absolument scintillante. Or, la source lumineuse de ce phare, construit suivant les données de Fresnel, est une lampe à huile dont la lumière est rigoureusement fixe et constante. Mais les rayons émis par cette lampe ne parviennent à l'œil qu'après avoir, pendant un long parcours, traversé les couches inférieures de l'atmosphère, c'est-à-dire un milieu présentant le trouble optique. Il en est de même du phare des Grands-Cardinaux, devant l'île d'Hœdik.

Enfin, dans certaines conditions atmosphériques, quand il y a à la fois mouvement horizontal des masses d'air le long d'un sol surchauffé, et mouvement vertical de ces masses gazeuses, le trouble optique peut prendre une telle importance, qu'il met un obstacle complet à la visibilité des objets, non seulement des objets lointains, mais encore des objets assez rapprochés de nous. Cela se produit d'une façon encore plus accusée si des poussières flottent dans l'air et s'y échauffent en absorbant les radiations calorifiques du Soleil. Chacun de leurs grains cause ainsi un petit trouble optique local, comme le tuyau de poêle dont nous parlions précédemment. Alors l'air est complètement troublé, les objets ne se voient qu'à courte distance et avec des contours confus, bien que l'atmosphère ne présente aucune trace de condensation de vapeur d'eau : c'est ce qu'on appelle le *brouillard sec*.

On observe souvent, dans l'air, des météores lumineux dont quelques-uns sont d'une incomparable

beauté : ce sont l'*arc-en-ciel*, les *halos* et les *couronnes*.

L'explication de l'arc-en-ciel fut longtemps un problème pour les physiciens : il appartenait au génie de Descartes d'en donner l'explication, sinon « quantitative », du moins « qualitative », en lui appliquant les lois de la réfraction dans les milieux liquides, lois qu'il venait d'énoncer. Ainsi fit Newton pour le phénomène des marées dont il expliqua la cause, le mécanisme général et les variations, laissant à Laplace et à lord Kelvin le mérite de pouvoir, plus tard, résoudre le problème en détail.

Ce fut le physicien anglais Airy qui, en 1831, donna la théorie complète de l'arc-en-ciel avec toutes ses particularités. Il n'est pas dans le cadre de ce petit livre de donner cette théorie : le lecteur curieux de l'approfondir la trouvera développée en entier dans le magistral *Traité d'Optique* de Mascart. Nous nous bornerons à en indiquer ici seulement les grandes lignes.

Rappelons d'abord l'aspect du phénomène. L'arc-en-ciel s'observe quand le Soleil brille par temps de pluie : l'observateur, tournant le dos au Soleil voit dans la partie pluvieuse du ciel un ou plusieurs arcs de cercle colorés, concentriques, et dont le centre serait sur une ligne droite passant par le Soleil et par l'œil de l'observateur.

Dans la plupart des cas, l'arc-en-ciel consiste en un arc de cercle, qui semble posé sur l'horizon. Il a une épaisseur appréciable : les couleurs s'y succèdent dans l'ordre classique résumé par le célèbre alexandrin :

Violet, indigo, bleu, vert, jaune, orangé, rouge,

et le violet est à l'intérieur de l'arc, le rouge à l'extérieur. Les cônes ayant comme sommet commun l'œil du spectateur et comme bases respectives les arcs violet et rouge ont comme angles au sommet environ 42° et 40°, dont la valeur moyenne est 41°.

Souvent, autour de cet arc et concentriquement à lui, on en observe un second, moins éclatant, et dont les couleurs sont disposées en sens inverse, c'est-à-dire le rouge à l'intérieur et le violet à l'extérieur : les rouges des deux arcs sont donc en regard l'un de l'autre. Le cône ayant ce deuxième arc pour base et pour sommet le deuxième arc aurait un angle au sommet moyen de 52°. Enfin (mais bien plus rarement) on observe à l'intérieur de l'arc de 41° et à l'extérieur de celui de 52° des « arcs surnuméraires »

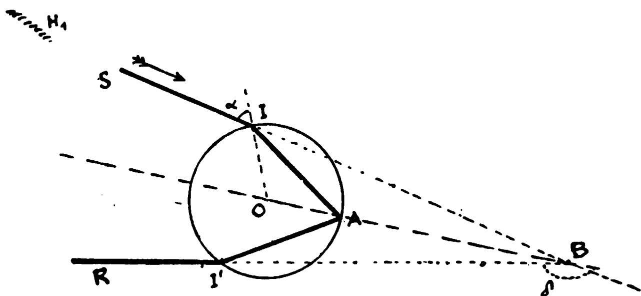


Fig. 11. — Origine de l'arc-en-ciel.

formés de bandes alternées vertes et violettes, généralement très peu visibles, à cause de leur très faible éclat.

C'est à la réfraction des rayons solaires à travers les gouttes de pluie qui les décomposent en leurs radiations simples, qu'est dû le phénomène de l'arc-en-ciel. Si un rayon solaire SI rencontre une goutte sphérique de pluie (fig. 11), il y pénètre en se réfractant suivant IA. Si l'angle d'incidence α sous lequel il a pénétré dans la goutte a une valeur convenable, dépendant de l'indice de réfraction de l'eau, le rayon IA rencontrera la sphère, en A, sous un angle tel que sa sortie sera impossible, et il subira le phénomène

de la réflexion totale. Il reviendra donc en AI′ et sortira de la goutte suivant une direction I′R qui, prolongée, irait rencontrer en B le rayon primitif. On voit donc que tout se passe comme si celui-ci avait, du fait de la goutte, tourné d'un angle de déviation égal à δ, pour revenir sur ses pas.

Quand l'angle d'incidence α des rayons solaires varie, la déviation δ imprimée par les deux réfractions et la réflexion totale en A varient aussi : le calcul prouve et l'expérience vérifie que cette déviation passe par un minimum, autour duquel elle varie très peu. Comme cette déviation minimum n'est pas la même pour toutes les radiations, les rayons émergents renvoyés par les gouttes se répartiront donc sur

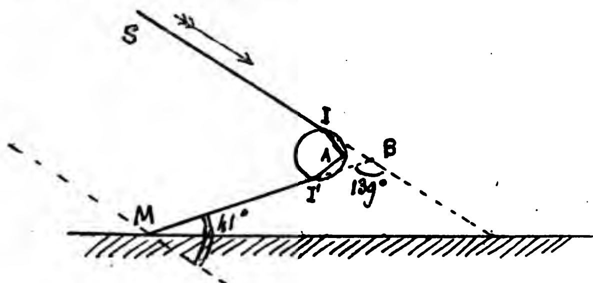


Fig. 12. — Visibilité de l'arc-en-ciel.

des cônes très voisins. Il y a, par conséquent, une série de points I, situés sur un petit cercle, tels que la déviation δ soit minimum pour une couleur déterminée, et ceux qui sont situés sur des cercles très voisins des premiers correspondront à la déviation minimum de chacune de ces couleurs.

Le calcul montre que la déviation minimum doit être 138° pour le rouge et 140° pour le violet, ce qui donne une valeur moyenne de 139°. Les angles complémentaires de ceux-ci sont 42° et 40°, dont la valeur

moyenne est 41°. C'est donc sur la nappe d'un cône dont l'angle au sommet serait 41°, et ayant pour axe la ligne allant du Soleil à l'œil M de l'observateur, que l'on verra se dessiner cet arc lumineux et coloré dont, par conséquent, l'amplitude dans les conditions les plus avantageuses, ne pourra jamais dépasser une demi-conférence pour un observateur placé sur le sol. Seuls, les aéronautes et les aviateurs pourraient voir un arc plus étendu, allant même jusqu'à la circonférence entière.

Quant au second arc-en-ciel, il est produit par la

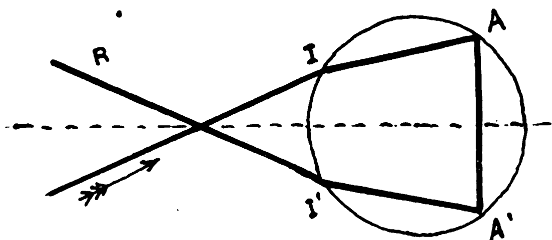


Fig. 13. — Marche des rayons formant le second arc-en-ciel.

sortie des rayons réfractés et dispersés qui ont subi *deux* réflexions totales à l'intérieur de la goutte de pluie, comme montre la figure 13. Le croisement des deux rayons réfléchis totalement à l'intérieur de la goutte fait que les couleurs sont inversées. Le calcul montre que les déviations minima pour les couleurs extrêmes ont pour valeurs respectives 126 et 130°. Leurs compléments sont 50° et 54°, dont la valeur moyenne est 52°. C'est donc sur un cône ayant comme axe le rayon solaire aboutissant à l'œil de l'observateur placé en M et ayant comme angle au sommet 52° que l'on verra le second arc-en-ciel, à couleurs inversées.

En ce qui concerne les « arcs surnuméraires » à

bandes vertes et violettes, avec, très rarement, une bande jaune, arcs que l'on observe exceptionnellement à l'extérieur du premier arc et à l'intérieur du second, ils sont dus à la diffraction.

On voit, d'après ce court résumé de la théorie, que l'arc-en-ciel ne peut pas être visible quand la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon est supérieure à 42°. Dès que la hauteur de l'astre dépasse cette valeur, tout le premier arc est au-dessous de l'horizon et n'est visible que pour les navigateurs de l'air. Il en sera de même pour le second arc, qui cessera d'être observable quand la hauteur du Soleil dépassera 54°. Cela impose à l'apparition de l'arc-en-ciel des conditions qui dépendent à la fois de la latitude et de la saison. A Paris, par exemple, au cours de l'été, le Soleil étant trop élevé au-dessus de l'horizon au milieu de la journée, l'arc-en-ciel n'y sera visible alors que le matin et le soir, tandis qu'au voisinage du solstice d'hiver on pourra l'observer toute la journée. Dans les localités situées entre les tropiques, et au-dessus desquelles le Soleil passe au zénith, ce n'est que dans les premières et les dernières heures du jour qu'on pourra voir le premier arc.

Une expérience des plus instructives est la reproduction artificielle de l'arc-en-ciel : il suffit pour cela d'un simple jet d'eau que l'on regarde en se plaçant entre le Soleil et la nappe des gouttelettes d'eau qui retombent. La grande proximité des gouttes rend alors le phénomène particulièrement éclatant, et si l'on peut avoir un dispositif permettant de faire varier à volonté la grosseur des gouttes, on constatera des différences d'aspect assez caractérisées entre les arcs obtenus successivement avec des gouttes de grosseurs différentes.

La théorie de la diffraction indique, en effet, comme l'a montré le Dr Pernter, que la grandeur des arcs

principaux dépend de la dimension des gouttes de pluie, à tel point que l'aspect de l'arc permet, d'après les travaux du savant allemand, de connaître la dimension de ces gouttelettes. Ainsi, un arc-en-ciel à large bande rouge et dépourvu d'indigo, correspond à des gouttes de 1 à 2 millimètres de diamètre; un arc à bande rouge faible contenant peu de jaune, est dû à la réfraction par des gouttes de 1/2 millimètre de diamètre. Enfin les arcs surnuméraires contenant une bande jaune visible proviennent de gouttelettes de 1/3 de millimètre, et l'arc-en-ciel tellement pâle qu'il semble incolore, « l'arc-en-ciel blanc », témoigne de l'existence de gouttelettes dont le diamètre est inférieur à 1/10e de millimètre.

On voit donc combien il serait illogique de n'attribuer aucune importance à l'observation de l'arc-en-ciel : d'abord, par la présence du Soleil, présence nécessaire à sa production, il nous annonce généralement la fin de la pluie : *post nubila Phœbus*. Ensuite, il nous apporte un renseignement précieux sur la grosseur des gouttes liquides. Si donc l'origine du météore est connue, du moins son étude sera-t-elle, sans doute, encore assez féconde pour mériter d'être sérieusement poursuivie.

Quand les rayons solaires se réfléchissent à la surface d'une eau calme, ils cheminent comme s'ils provenaient d'une image du Soleil symétrique de l'astre par rapport à la surface liquide. Ils peuvent donc donner naissance aux deux arcs-en-ciel de la théorie. Suivant la hauteur du Soleil, ils peuvent même couper les arcs directs.

Les marins ont été souvent témoins de ce curieux phénomène. Monge en cite un cas remarquable où les quatre arcs étaient absolument distincts, et Halley a observé plusieurs fois ces arcs multiples à Chester, par suite de la réflexion de l'image du Soleil sur la rivière de Dee. Quand le Soleil est assez élevé au-

dessus de l'horizon, il peut arriver que l'arc coloré produit par son image réfléchie forme un cercle entier. Si, alors, la partie supérieure de ce cercle vient à manquer, il n'en reste que la partie inférieure visible, formant ainsi l'apparence observée plusieurs fois, d'un *arc-en-ciel renversé.*

L'arc-en-ciel, nous venons de le voir, est dû au jeu de la lumière sur les gouttes d'eau liquides qui se trouvent dans l'atmosphère. Il n'est pas le seul météore qui soit dû à l'action de gouttelettes sphériques sur les rayons lumineux : il est un autre phénomène qui provient d'une cause analogue, ce sont les *couronnes.*

Ces couronnes sont des cercles colorés qui apparaissent autour du Soleil ou de la Lune, et qui sont très voisins de l'astre quand, entre l'œil de l'observateur et la source lumineuse, s'interpose un nuage peu épais et formé de gouttelettes très fines. L'éclat du Soleil en empêche généralement la visibilité, alors qu'autour de la Lune elles sont plus visibles et plus nettes. Ces cercles sont colorés en violet à l'intérieur et en rouge à l'extérieur. Il est très rare qu'on en voie plus de deux. C'est la diffraction des rayons lumineux par les gouttelettes des nuages interposés qui produit le phénomène.

La théorie mathématique de la diffraction nous dit que, si les gouttelettes sont toutes de même diamètre, le rayon de chaque anneau est proportionnel à la longueur d'onde de la lumière diffractée, et en raison inverse de la grosseur des gouttes. Donc, dans le cas de la lumière blanche qui est composée, les anneaux doivent être de petits arcs-en-ciel, si les gouttelettes sont d'égales dimensions. Mais si elles sont de grosseurs différentes, elles donnent naissance à une série d'anneaux qui, en superposant leurs couleurs, donnent simplement une résultante blanche qui constitue autour de la Lune ou du Soleil, non plus

une « couronne » colorée, mais simplement une « auréole » laiteuse. Ajoutons qu'on reproduit aisément le phénomène des couronnes en observant une lumière à travers une glace de verre sur laquelle, par condensation de l'haleine humide, on a déposé une buée de gouttelettes fines.

Quoi qu'il en soit, couronnes ou auréoles sont, pour le météorologiste observateur, de précieuses indications : ils indiquent la présence de nuages légers dans l'atmosphère, et, par leur aspect, permettent de supputer la grosseur des gouttelettes qui les constituent.

Avec les *halos*, nous étudions des météores lumineux dans la formation desquels n'intervient plus l'eau à l'état liquide, mais l'eau à l'état solide. Les halos sont, en effet, dus à la réflexion et à la réfraction de la lumière du Soleil ou de la Lune par les cristaux de glace qui constituent certains nuages comme les cirrus.

Ces cristaux de glace, appartenant tous au système hexagonal, se présentent, ou sous la forme de prismes allongés, ou sous la forme de prismes aplatis, ou sous la forme d'étoiles également plates. A cause de la résistance de l'air, les prismes allongés tombent verticalement, tandis que les prismes aplatis ayant, à une échelle très réduite, la forme des carreaux hexagonaux rouges dont on se sert pour carreler les cuisines, tombent par leur tranche; il en est de même des étoiles. Ces parcelles de glace, dont tous les angles dièdres sont de 60° ou de 120°, ont donc, dans leur chute, des positions préférées, et, par suite, il en résulte qu'elles réfléchissent ou réfractent la lumière suivant certaines directions avantagées par rapport aux autres. L'indice de réfraction de la glace étant 1, 3, on voit que tout rayon entré par réfraction dans un prisme de glace y subira la réflexion totale, dès que l'angle des prismes dépasse 99° 1/2; c'est donc le cas

pour les faces des prismes de glace, inclinées les unes sur les autres d'un angle de 120°. Dans les étoiles à angles aigus de 60°, au contraire, la réfraction est possible, ainsi que sur les prismes de 90° formés par la base et les faces latérales.

L'aspect des halos est des plus beaux que l'on puisse imaginer, tout en étant, en même temps, d'une complexité assez grande. La figure 14 montre schémati-

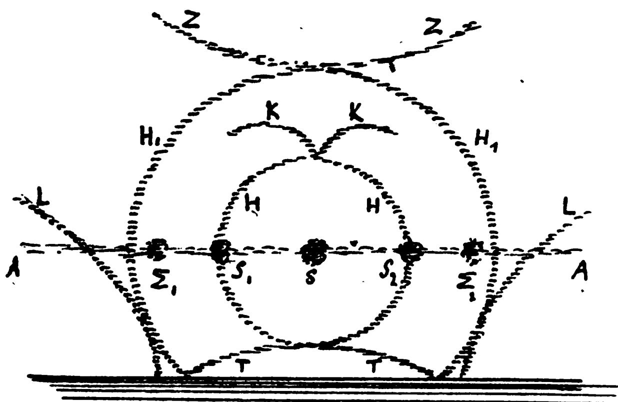


Fig. 14. — Apparence d'un halo complet.

quement l'apparence du phénomène dans le cas où il est complet, ce qui est rare. C'est surtout dans les régions polaires qu'on peut l'apercevoir ainsi : le Soleil, bas sur l'horizon, a moins d'éclat, et masque moins les détails du météore; de plus, les nuages formés d'aiguilles de glace s'y trouvent plus près de la Terre et facilitent la formation du phénomène.

S est le Soleil et autour de lui est le *halo ordinaire* HH. C'est un cercle lumineux, coloré en rouge à l'intérieur, rouge bordé d'un estompage de jaune. Le diamètre apparent de ce halo est d'environ 22°; son origine est dans la réfraction de la lumière par des

cristaux de glace orientés dans toutes les directions possibles, quand cette réflexion se fait par des prismes d'indice 1, 3, et d'angle au sommet 60°. Le minimum de déviation de ces prismes, avec l'indice de la glace, est, en effet, de 22° : c'est donc à 22° ou plus que sera renvoyée la lumière qui les traverse.

Autour de ce premier cercle est le *grand halo* $H_1 H_1$, d'un diamètre à peu près double (45°), correspondant à la réfraction par des prismes rectangulaires. Les couleurs, plus nettes que dans le halo ordinaire, y sont cependant moins vives.

On observe ensuite le cercle parhélique, horizontal, AA, formé par le Soleil : c'est une longue bande blanche, sur laquelle se voient deux taches lumineuses $S_1 S_2$, colorées en rouge et vert, le rouge tourné vers le centre du halo, le vert en dehors : ce sont les *parhélies;* ils sont dus à la déviation minimum dans des prismes à angle de 60°, et à arêtes verticales; quand les rayons subissent *deux* déviations, ils donnent naissance aux *parhélies secondaires* $\Sigma_1 \Sigma_2$, plus pâles, et un peu en dedans du grand halo.

On a, ensuite, l'*arc circumzénithal* ZZ, l'*arc tangent* supérieur KK et inférieur TT, ces deux derniers pour des hauteurs particulières de soleil; ces deux arcs peuvent se reunir et former une ellipse circonscrite au halo principal H. Enfin on observe des arcs tangents infralatéraux LL. Tel est le phénomène dans le cas de sa complexité maximum.

C'est une belle page de la physique que la théorie des halos : Verdet l'a exprimée avec une grande clarté et le Dr Pernter l'a, peut-on dire, mise au point définitivement.

Ces halos peuvent se produire autour de la Lune : dans ce cas, les parhélies s'appellent des parasélènes.

Les halos manifestent la présence, dans l'atmosphère, de nuages formés d'aiguilles de glace, comme les cirrus; et, comme ces nuages sont généralement

annonciateurs de mauvais temps, il en résulte que le halo l'annonce également. Son apparition est importante la nuit autour de la Lune, car les cirrus sont peu visibles sur l'obscurité du ciel. Quand on les observe dans nos climats, on ne voit guère que le halo principal. En tout cas, jamais le halo ne peut être confondu avec un arc-en-ciel, car celui-ci est toujours à l'opposé du Soleil, tandis que le halo a le Soleil à son centre.

Il est enfin une dernière propriété optique de l'atmosphère sur laquelle il est bon d'insister : négligée jusqu'ici par la plupart des météorologistes de cabinet, elle n'est même pas étudiée dans les ouvrages qui traitent de cette science. Et cependant elle est, comme nous le verrons, d'une importance très grande et qui se manifeste de plus en plus : je veux parler de la *polarisation de l'atmosphère.*

On sait que, lorsqu'un rayon de lumière, émanant d'un centre lumineux par lui-même, parcourt un milieu homogène sans rencontrer d'obstacle, il présente de tous les côtés les mêmes propriétés : si nous le supposons vertical, par exemple, il n'y aura aucune différence dans ses propriétés du côté du Nord, du Sud, de l'Est, de l'Ouest, en un mot, dans deux azimuts quelconques. La lumière qui forme un tel faisceau est de la lumière naturelle.

Mais quand ce faisceau a rencontré des obstacles, s'est réfléchi, a traversé des milieux cristallisés, il présente ensuite généralement des propriétés différentes sur ses divers côtés. Par exemple, si on le fait tomber obliquement sur un miroir de verre et qu'on fasse tourner ce miroir autour des rayons en ayant soin de ne pas faire varier l'angle d'incidence, l'intensité du faisceau réfléchi change en même temps que le côté auquel se présente la surface du miroir. Les propriétés des rayons ainsi *polarisés* sont toutes rela-

tives à des changements d'intensité ou à des modifications de couleurs. Avec des appareils spéciaux appelés *polariscopes*, on cherche dans quelle direction se trouvent et le maximum et le minimum d'intensité des rayons. La description et la théorie de ces appareils se trouvent dans tous les traités de Physique.

Cela posé, l'atmosphère, qui contient des particules en suspension et dont les constituants mêmes sont formés de molécules matérielles, doit présenter le phénomène de la polarisation, les rayons lumineux qui rencontrent les sphérules qui y sont suspendues étant réfléchis par elles. Arago a découvert que la lumière qui nous arrive de l'atmosphère n'est pas, en effet, de la lumière naturelle, mais bien de la lumière *polarisée*. On prend un polariscope et, quand on s'écarte du Soleil dans le plan vertical qui passe par cet astre et par l'œil de l'observateur, on ne tarde pas à constater les signes de polarisation qui vont en augmentant jusqu'à environ 90° du Soleil, puis diminuent pour devenir nuls vers 150°. Le point du plan vertical où la polarisation est nulle s'appelle le *point d'Arago*. Babinet a reconnu l'existence d'un second point neutre à environ 17° du Soleil : c'est le *point de Babinet;* enfin, Brewster en a connu un troisième situé vers 8° 30′, mais très difficile à observer.

Quand, avec un polariscope, on part du Soleil pour arriver à 150° de l'astre, au point d'Arago, le plan de polarisation est dans le plan vertical du Soleil, ce qui montre que la lumière atmosphérique est réfléchie. Au delà du point neutre, la lumière est de nouveau polarisée, mais dans un plan horizontal, cette fois. Arago, Biot et Forbes attribuent cette polarisation, qui reprend au delà de 150°, à une double réflexion subie par les rayons solaires. En effet, la lumière atmosphérique provenant d'une seule réflexion émane d'une sorte de calotte illuminée qui envoie des rayons vers une molécule d'air considérée à part et cette molécule

les réfléchit en les polarisant. C'est surtout des parties de l'atmosphère voisines de l'horizon que viennent les rayons qui, après une seconde réflexion, passent par l'œil de l'observateur. On peut donc regarder ces rayons comme partant d'un anneau horizontal, de manière que le plan de polarisation, à la seconde réflexion, soit lui-même sensiblement horizontal. Près de l'horizon et à l'opposé du Soleil, les rayons polarisés horizontalement l'emportent sur ceux qui sont polarisés verticalement après une seule réflexion; ces deux sortes de rayons sont égaux au point neutre, puis les derniers l'emportent quand on se rapproche du Soleil.

Quant aux points neutres de Babinet et de Brewster, il semble qu'on puisse expliquer leur existence par les rayons qui, traversant directement l'atmosphère, sont polarisés *par réfraction* dans un plan horizontal et contre-balancent ceux qui sont polarisés par réflexion. Entre les deux points de Babinet et de Brewster, on devrait donc observer de la lumière polarisée par réfraction, si l'éclat de l'astre ne rendait presque impossibles les observations si près de lui.

La présence de quelques nuages suffit pour déplacer les points neutres et modifier l'état de polarisation que nous venons de décrire et il n'y a pas de trace de lumière polarisée quand le ciel est entièrement couvert.

Les récentes observations des poussières volcaniques qui ont été lancées au commencement de juin 1912 par l'éruption du volcan Katmaï, dans l'Alaska, ont été rapprochées par M. Herbert H. Kimball, des brumes anormales qui, pendant tout le mois de juin, couvrirent l'Europe, le nord de l'Afrique et l'Amérique du Nord. La connexion des deux phénomènes fut établie par les mesures de l'intensité de la radiation solaire et celle de la proportion de lumière

polarisée dans l'atmosphère : en même temps que baissait l'intensité de la radiation solaire, on voyait diminuer la proportion de lumière polarisée. Déjà, dans des circonstances antérieures, en 1903 et en 1907 notamment, on avait remarqué le parallélisme frappant qu'il y avait entre la radiation solaire et la proportion de lumière polarisée pour se tenir très nettement au-dessous des valeurs normales : il en a été de même en 1912 et d'une manière encore plus caractéristique.

Mais en suivant le phénomène dans ses détails, on voit la corrélation se manifester par d'autres effets : ainsi, ces périodes de décroissance dans l'intensité de la radiation solaire sont accompagnées et suivies d'un accroissement très net de la distance angulaire qui sépare le Soleil du « point d'Arago » ; il en est de même pour celle du Soleil au « point de Babinet », et la position de ce dernier est plus affectée que la première par les variations atmosphériques. Ainsi se trouve confirmée cette proposition de Janssen, que les modifications occasionnées par une brume sur la couleur, et pour la lumière solaire directe, et pour la lumière diffuse du ciel, jouent un rôle important dans les changements de position des points neutres.

L'étude suivie de la position de ces points pourra-t-elle, réciproquement, nous renseigner dans l'avenir sur la présence, même invisible autrement, de poussières ténues existant dans l'atmosphère ? La vitesse de ce déplacement pourra-t-elle nous donner des indications sur la vitesse de translation de ces « brumes de la haute atmosphère », de ces sortes de « brouillards secs » ? Mais alors on aurait, à défaut de l'observation d'invisibles nuages, une donnée plus que précieuse relativement aux mouvements qui transportent les masses d'air de ces hautes régions, tant en grandeur qu'en direction, et cette donnée aurait pour la prévision du temps une importance qui n'échappera à

personne et qui sera d'autant plus grande que les progrès de l'aviation vont rendre nécessaire une meilleure connaissance des lois qui régissent les mouvements atmosphériques.

Ainsi tout se tient dans cet admirable mécanisme du progrès qui n'est autre que l'adaptation, par l'homme, des forces et des vérités conquises, à la marche du mécanisme, plus grandiose encore, de la nature qui lui sert de modèle. Et la navigation aérienne, la dernière venue des conquêtes de l'homme, accélérera sans doute les progrès d'une science qui, maintenue un peu trop dans des bureaux, n'a guère été jusqu'à présent qu'un répertoire de statistiques. Heureusement, maintenant l'élan est donné; des « physiciens » vont s'atteler à la besogne; ils sauront lever la tête au-dessus de leur table et de leurs colonnes de chiffres pour regarder par la fenêtre cette mystérieuse atmosphère qui finira par livrer ses lois à leurs intelligentes et fécondes recherches, et, tandis que nous savons à peine le « comment » de ses vicissitudes, nous en connaîtrons sans doute le « pourquoi » : *felix qui potuit rerum cognoscere causas.*

Alors, la Météorologie sera une science, au vrai sens du mot.

CHAPITRE VI

Le son et l'atmosphère.

L'atmosphère, sillonnée par les trajectoires des ondes lumineuses ou électriques qui cheminent sans cesse à travers les molécules de ses gaz constitutifs, est encore parcourue par d'autres ondes, plus « matérielles », pourrait-on-dire : je veux parler des ondes sonores. Mais, à l'inverse des ondes qui véhiculent la lumière et l'électricité et qui se propagent dans le vide, les ondes sonores exigent, pour se transmettre, un milieu pondérable et c'est l'atmosphère qui est, par excellence, ce milieu propre à leur propagation. Les ondes sonores jouent, dans les conditions générales de la vie, un rôle considérable : elles nous transmettent tous les bruits de la nature; elles nous transmettent aussi la voix et la parole de nos semblables, ce qui ne veut pas dire nécessairement leur pensée. Je n'ai pas à rappeler ici les expériences classiques par lesquelles on prouve, dans les cours élémentaires, que le son ne se propage pas dans le vide : tous les traités de Physique en donnent la description et en décrivent les formes variées. Un milieu matériel est indispensable à la propagation du son.

Le corps vibrant, producteur des ondes sonores, ébranle ainsi de proche en proche les molécules du milieu propagateur, celles de l'air atmosphérique dans

le cas spécial qui nous occupe. La propagation du son dans l'air suit la loi générale de la propagation d'un mouvement ondulatoire dans un milieu élastique, et, en particulier, elle doit être caractérisée par une certaine *vitesse* de propagation, correspondant à des conditions déterminées du milieu ambiant; et l'air qui constitue ce milieu vibre avec la même rapidité que le corps sonore qui l'ébranle.

La constatation du fait que le son se propage moins vite que la lumière est fort ancienne : le bruit que fait le marteau du forgeron en retombant sur l'enclume ne nous arrive qu'après le moment où nous voyons tomber le marteau, dès que l'on est à quelques dizaines de mètres de l'ouvrier. Les anciens avaient déjà observé le fait, et Lucrèce, le premier poète de la science, l'avait décrit avec son admirable et coutumière précision :

Cœdere si quem
Ancipiti videas ferro procul arboris auctum,
Ante fit ut cernas ictum quam plaga per aures
Det sonitum; sic fulgorem quoque cernimus ante
Quam tonitrum accipimus..... [1].

C'est le grand nom de Newton que l'on trouve, une fois de plus, à la première page de l'étude du son : attaquant, par la théorie, l'étude de la propagation des mouvements vibratoires, il trouva, en analysant l'état des gaz pendant la propagation du son, que la vitesse de celle-ci doit s'exprimer par la racine carrée du quotient de la pression actuelle de l'air par sa densité. Il est à remarquer que, si nous représentons par H la hauteur d'une colonne homogène d'air exerçant la même pression que celle qu'exerce la colonne de mercure du baromètre, la vitesse du son, obtenue par la formule de Newton, est égale à la vitesse qu'ac-

1. *De natura rerum*, V, I.

querrait un corps en tombant dans le vide d'une hauteur égale à 1/2 H. D'après la formule de Newton, la vitesse du son doit être indépendante de la pression initiale du gaz et doit augmenter quand la densité de celui-ci diminue. Un accroissement de la température ayant pour effet de diminuer la densité du gaz échauffé, on voit que la vitesse du son augmente en même temps que la température.

Si l'on fait le calcul de la vitesse du son obtenue d'après la formule de Newton, on trouve un nombre inférieur d'un sixième à celui que fournit l'expérience. Ce désaccord a beaucoup surpris les physiciens du XVIIe et du XVIIIe siècle; mais les idées que l'on avait alors relativement à la constitution de l'atmosphère rendaient peu vraisemblables les explications que l'on imagina pour donner la raison de cette divergence. Il fallut qu'un homme de génie, Laplace, vînt examiner le problème à la lueur de sa puissante raison pour découvrir la véritable cause de l'écart entre le calcul et l'observation, et cette cause, il l'a trouvée dans la chaleur qui se dégage pendant la compression des gaz et dans le refroidissement qui a lieu, au contraire, quand le gaz se dilate en reprenant, après la compression, son volume primitif.

Un corps vibrant peut être assimilé, en effet, si l'on isole par la pensée une colonne d'air ayant ce corps pour base, à un piston qui aurait un mouvement de va-et-vient ayant le même rythme que celui des vibrations du corps, alors qu'il frémit sous la seule influence de son élasticité : chaque mouvement d'aller comprime l'air dans la colonne et chaque mouvement de recul le dilate : la propagation de l'onde sonore se fait donc par une série de compressions et de dilatations, et, dès lors, les considérations d'échauffement par compression, de refroidissement par détente, doivent nécessairement intervenir.

Laplace fit observer qu'en raison de la mauvaise

conductibilité de l'air pour la chaleur, et aussi en raison de la rapidité avec laquelle le mouvement vibratoire s'y propage, la chaleur développée dans une tranche d'air par sa compression ne peut pas se répandre aussitôt dans la masse entière : on ne peut donc pas se contenter d'appliquer, dans les calculs, la loi de Mariotte, qui suppose que la température demeure invariable au cours de l'expérience, et qui s'exprime en écrivant que le produit du volume du gaz par la pression qu'il supporte est un nombre constant. Si, au contraire, la chaleur produite reste entièrement confinée dans la tranche d'air où l'échauffement a pris naissance par compression, le phénomène sera régi par la loi de Poisson, qui s'exprime en égalant à un nombre constant, non plus le simple produit du volume du gaz par la pression qu'il supporte, mais ce produit élevé à une puissance exprimée numériquement par le rapport des deux chaleurs spécifiques que possède respectivement l'air atmosphérique sous pression constante et sous volume constant. En faisant le calcul à l'aide de cette « formule de Laplace », on trouve un accord à peu près complet entre la vitesse théorique du son et la vitesse mesurée expérimentalement.

C'est un beau triomphe pour la théorie, que cet accord complet fourni par la formule de Laplace. Cependant, les savants du XIXe siècle, poussant leurs analyses encore plus loin, se sont demandé si l'on pouvait accepter l'hypothèse de Laplace comme une hypothèse rigoureusement exacte. N'y aurait-il point quelque partie de la chaleur, produite par la compression, qui échapperait par rayonnement ou par conductibilité ? et, par suite, la vitesse réelle de propagation du son dans l'air ne serait-elle pas inférieure à la vitesse que le calcul déduit de la théorie ? Mais, aussi bien dans l'hypothèse de Newton que dans celle de Laplace, on considère que la dilatation succède à la compression

sans dépense de travail. En dehors de ces deux cas limites, le cycle complet d'une dilatation et d'une compression ne pourrait être parcouru qu'avec consommation d'une certaine quantité d'énergie, et, alors, le son devrait s'éteindre avec une rapidité que nous ne constatons pas dans le réel. Cela justifie suffisamment les deux hypothèses de Newton et de Laplace.

Ainsi, un son se propage dans une tranche d'air limitée latéralement, dans un « tuyau », pour matérialiser les conditions, avec une vitesse constante pour un état donné du gaz, et l'*intensité* du mouvement vibratoire ainsi transmis ne s'affaiblirait que par l'influence des parois : les « tuyaux acoustiques » sont

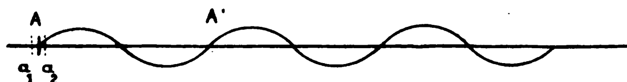


Fig. 15. — Propagation d'un mouvement ondulatoire.

une application de ce fait. La propagation peut alors être figurée par la ligne sinusoïdale qui traduit graphiquement le phénomène (fig. 15).

Mais, ce qui nous intéresse au point de vue de l'atmosphère que nous étudions ici, c'est la propagation du son *dans l'air libre.* Nous pouvons nous représenter le corps vibrant comme une petite sphère (fig. 16), S, qui augmente et diminue alternativement de diamètre suivant le rythme du mouvement vibratoire. Cette sphère produit donc dans les couches élastiques d'atmosphère qui l'enveloppent, des condensations et des dilatations successives, qui se propageront et chemineront à la suite les unes des autres comme dans une colonne cylindrique; mais les tranches d'air dilatées ou condensées seront, aux mêmes moments, sur des surfaces sphériques concentriques, de rayons croissants, ayant pour centre

commun le centre même de la petite sphère pulsante S. La grandeur de ces condensations et dilatations ira, d'ailleurs, en diminuant à mesure qu'elles s'éloigneront du centre, comme l'expriment les courbes S*b* et S*a* de la figure, parce que les tranches d'air ébranlées par la transmission du mouvement vibratoire

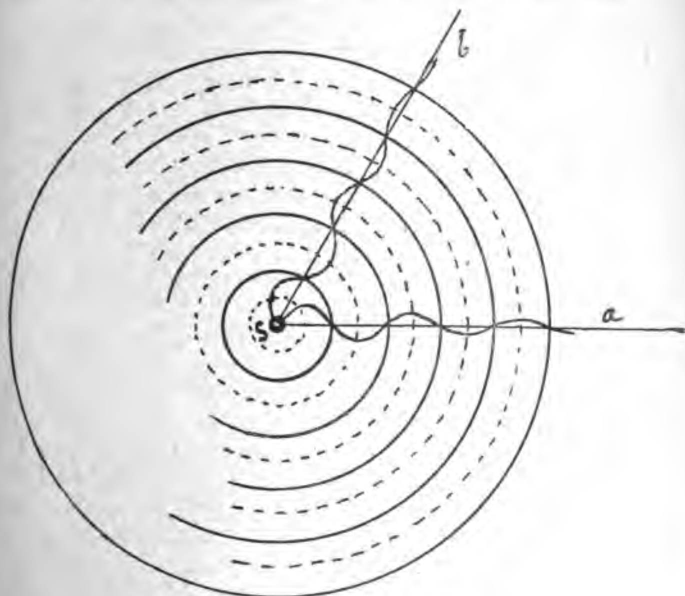


Fig. 16. — Propagation du son à l'air libre.

vont en augmentant d'étendue et, par conséquent, de masse. Les sphères concentriques sont des « surfaces de l'onde ». La vitesse de propagation sera la même que dans un tuyau cylindrique, mais la force vive du mouvement, qui mesure l'intensité du son, est en raison inverse du carré de la distance.

On arrive ainsi à la loi suivante : L'intensité du son

est en raison inverse du carré de la distance à laquelle il se transmet.

Tous ces raisonnements, tous les résultats auxquels ils nous ont conduits ne peuvent être tenus pour légitimes qu'autant que les ébranlements originels qui créent le mouvement ondulatoire dans l'atmosphère sont extrêmement petits. Dès que la condensation et la variation de pression deviennent assez importantes pour qu'on ne puisse plus les considérer comme des différentielles, l'élasticité des gaz ne peut plus être prise comme constante : elle croît avec la variation relative de son volume. On trouve ainsi, par le calcul, que la vitesse du son est plus grande pour les fortes intensités, et ce n'est que pour des ébranlements infiniment petits qu'on aura le droit de la calculer par la formule de Laplace.

Helmholtz, puis Kirchhoff, ont fait des études théoriques, sur l'influence que pouvait avoir, sur la vitesse de propagation du mouvement vibratoire, la *hauteur* du son initial, c'est-à-dire le nombre de vibrations exécutées par le corps sonore pendant l'unité de temps. Ils sont arrivés à ce résultat que, à mesure que la hauteur du son augmente, la vitesse de propagation dans un canal cylindrique s'exprime par une formule à deux termes, dont le second, qui est soustractif, contient au dénominateur la racine carrée du nombre des vibrations. Les sons aigus se propageraient donc plus vite que les sons graves.

Telles sont les conclusions essentielles auxquelles conduit la théorie. Il nous reste à interroger l'expérience, et la première chose à faire est de déterminer la vitesse du son dans l'atmosphère libre. Cette détermination a été faite avec précision, en 1738, par une Commission de l'Académie des Sciences de Paris, composée de Cassini, de Thury, Maraldi et Lacaille. Des pièces de canon du calibre de 12 et de 8, installées

sur les hauteurs de Montlhéry et de Montmartre, tiraient alternativement toute les demi-heures; les observateurs, munis d'excellents chronomètres, notaient le nombre de secondes écoulées entre le moment où l'on apercevait la lumière du coup et celui où l'on entendait la détonation. La méthode des coups tirés alternativement de chaque station permettait d'éliminer l'influence du vent. On trouva ainsi, comme moyenne d'un grand nombre d'expériences, que la vitesse du son était constante, et que sa valeur, à la température de $+6°$, était de 173 toises à la seconde, c'est-à-dire de 337 mètres, ce qui correspond à une vitesse, à zéro, de 332 mètres.

Ces expériences eurent un immense retentissement: on mesura la vitesse du son à l'équateur et près du pôle, ce qui vérifia les prévisions de la théorie relativement à l'accroissement de vitesse du son avec la température, et ce sont ces expériences qui mirent en évidence le désaccord, que nous avons rappelé, entre les vitesses calculées par la formule de Newton et les vitesses observées expérimentalement; nous avons vu comment Laplace en donna la raison.

Quand cette raison fut donnée, le Bureau des Longitudes, que l'on voit toujours prendre l'initiative des grandes expériences scientifiques et qui, aujourd'hui encore, continue brillamment cette tradition glorieuse, nomma une Commission composée d'Arago, de Prony, de Bouvard, de Mathieu, de Gay-Lussac et d'Humboldt, à l'effet de reprendre les déterminations avec des moyens de mesure plus précis et en tenant rigoureusement compte de l'état thermométrique. Des pièces de canon de 6 furent mises, par la Direction de l'Artillerie, à la disposition des savants qui choisirent comme stations Villejuif et Montlhéry, afin d'éviter la propagation des ondes au-dessus de l'atmosphère troublée de Paris. Les expériences eurent lieu à partir du 21 juin 1822, la nuit, par les temps les plus

calmes, et les coups étaient tirés alternativement de chaque poste toutes les cinq minutes. La distance des deux pièces était de 18.612^{m},50 et la durée moyenne de propagation de 54″6. On trouva ainsi pour la vitesse moyenne du son dans l'air, à 16°, 341 mètres, ce qui donne 331 mètres pour la valeur de la vitesse à zéro.

Des mesures furent faites aux colonies; d'autres furent faites près du pôle, par Parry, en 1824 : les déterminations faites à — 40° donnèrent une vitesse entièrement d'accord avec les conclusions de la théorie.

Regnault, pour éliminer l' « erreur personnelle », inséparable du pointage du chronomètre lors de l'apparition de la lumière et de la perception du bruit, reprit, entre 1862 et 1866, ces mesures en leur appliquant l'enregistrement électrique et l'inscription graphique. Il opéra d'abord sur de grands et longs tuyaux de conduite que l'on posait pour l'adduction, à Paris, des eaux de la Dhuis. Il trouva ainsi que la vitesse du son est indépendante de la pression initiale, qu'elle est en raison inverse de la racine carrée de la densité et qu'elle est moindre quand l'intensité est plus faible, ainsi que la théorie le prévoit.

Regnault a alors appliqué ses méthodes et ses appareils enregistreurs à la détermination de la vitesse du son dans l'atmosphère libre : les expériences furent faites au polygone de Satory. Elles fournirent une vitesse sensiblement égale à celle trouvée dans la conduite d'eau du plus grand diamètre (1^{m}10), c'est-à-dire 330^{m},7.

Ajoutons qu'en 1891, M. Violle, avec la collaboration de M. Vautier, a repris la détermination de la vitesse du son à l'air libre et dans des tuyaux, en lui appliquant tous les progrès de l'expérimentation moderne. Il a trouvé que la vitesse du son à l'air libre, sec et à la température zéro, était de 331^{m},10 par seconde, nombre exact à 1/3.000^{e} près.

Ainsi l'expérience vérifie les conclusions du calcul : le son se propage plus vite dans les gaz moins denses et plus vite aussi quand l'intensité du son générateur est plus grande. Schneebele et Seebeck, en 1870, ont constaté que les sons aigus se propagent plus vite que les sons graves, ce qui est encore conforme aux déductions de la théorie.

On voit donc que la vitesse du son est connue avec une précision suffisante pour qu'on puisse, dans certains cas, s'en servir pour apprécier des distances : on compte le nombre de secondes qui s'écoulent entre la vision d'un phénomène et la perception du bruit qui l'accompagne. Ce nombre, divisé par 3, donne à très peu près en kilomètres la distance à laquelle le phénomène s'est produit. C'est ainsi qu'on peut apprécier la distance à laquelle se trouvent les orages en notant le temps écoulé entre l'apparition de l'éclair et le bruit du tonnerre.

L'état de l'atmosphère agit de façon importante sur la propagation du son, car la densité du milieu change d'abord avec la température, ensuite avec l'abondance plus ou moins grande de vapeur d'eau qui a pour effet de diminuer la densité totale, enfin avec l'altitude et, en général, avec la hauteur barométrique.

Au point de vue de l'*intensité* du son, on constate que le son est plus intense dans un gaz plus dense : on s'en rend compte en remarquant que la masse des tranches ébranlées est proportionnelle à leur densité et que c'est de cette masse en même temps que des changements d'élasticité produits par les déplacements du corps vibrant que dépend l'intensité de l'ébranlement qui doit se propager.

Comme, d'autre part, l'intensité décroît en raison inverse du carré de la distance, il en résulte que, dans les pays froids, pendant l'hiver, lorsque, par conséquent, l'atmosphère est plus dense, l'intensité du mouve-

ment vibratoire engendré par le même ébranlement sera plus grande que dans un air plus chaud; donc la limite à laquelle le son cessera d'être entendu sera plus reculée. De là l'expression, traduction de la réalité, que « le son porte plus loin par le froid ». Cela est également vrai pour la nuit, au cours de laquelle la température est plus basse que pendant la journée.

Dans l'air comprimé, le son est renforcé au point de rendre parfois l'audition pénible : les ouvriers qui travaillent dans les caissons étanches que l'on immerge sous l'eau pour les travaux sous-marins l'ont toujours constaté. Inversement, dans un air très raréfié, le son est faible; ce fait est couramment vérifié par les aéronautes et les aviateurs.

L'intensité du mouvement sonore qui se propage par ondulations dépend, toutes choses égales d'ailleurs, de l'intensité du son générateur; elle dépend donc de la densité du milieu dans lequel ce son est produit.

Par conséquent, si nous émettons un son au pied d'une montagne, où la densité de l'air est forcément plus grande qu'au sommet, le son, produit dans un milieu plus dense, sera plus intense et arrivera aisément au sommet; au contraire, un son, émis de la même manière au sommet où la pression est basse et la densité de l'air est faible, sera moins intense et se propagera, dès lors, assez mal dans la direction de la base. C'est ce qu'on exprime familièrement en disant que « le son monte ».

Si l'on réfléchit, dès lors, à l'affaiblissement considérable que le son éprouve dans les hautes régions de l'atmosphère où la pression tombe à quelques millimètres de mercure et même moins, on peut être justement étonné du bruit que produit souvent l'explosion d'un bolide : il faut donc que celle-ci soit, à son lieu d'origine, d'une violence qu'il est difficile de s'imaginer.

Le vent agit fortement sur l'intensité du son. Delaroche et Dunal ont fait, en 1813, à Arcueil, des expériences très méthodiques sur ce sujet, en même temps qu'ils vérifiaient rigoureusement la loi suivant laquelle le son décroît proportionnellement au carré de la distance.

Ils ont trouvé que, pour de faibles distances (inférieures à 10 mètres), l'influence du vent sur l'intensité du son était insensible, mais qu'à partir d'une dizaine de mètres, cette influence peut devenir considérable, surtout quand il s'agit de sons faibles et quand la vitesse du vent est grande. Il n'est même pas nécessaire que le vent souffle exactement dans la direction contraire à celle de la propagation pour affaiblir l'intensité du son : un vent quelconque affaiblit le son, à un degré moindre, il est vrai. Cela se comprend si l'on réfléchit que les coups de vent donnent lieu, eux aussi, à des mouvements vibratoires de l'air, susceptibles d'occasionner, dans la marche du son, des phénomènes d'interférence. Nous aurons l'occasion de revenir sur ces « ondes aériennes » dont on commence à faire l'étude aujourd'hui, à cause de l'importance considérable qu'elles présentent au point de vue de l'aéronautique et surtout de l'aviation.

Ainsi, l'agitation de l'atmosphère est un obstacle à la bonne propagation des ondes sonores et nous retrouvons, dans cette influence du « trouble acoustique », un phénomène identique à celui que nous avons étudié sous le nom de « trouble optique », et qui empêche parfois complètement la vision nette des objets.

Non seulement la non-homogénéité de l'atmosphère est un obstacle à la bonne transmission du son, mais encore elle peut changer le sens même de cette transmission. Une atmosphère parfaitement transparente au point de vue optique peut être « acoustiquement

opaque ». Que des masses considérables, quoique invisibles, de vapeur s'élèvent de la mer, où elles prennent naissance pour gagner les parties plus hautes de l'atmosphère : elles feront obstacle à la propagation du son, car elles constitueront dans le sein même de l'atmosphère des couches de densités différentes, aux limites desquelles le son peut se réfléchir en proportion plus ou moins grande.

John Tyndall a établi ce fait avec sa brillante et

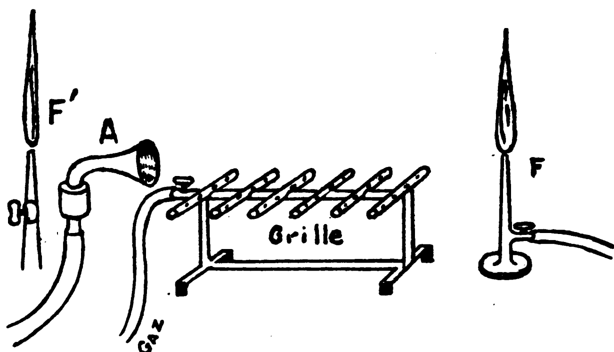


Fig. 17. — Expérience de Tyndall sur l'opacité acoustique des gaz.

coutumière ingéniosité, par une expérience des plus démonstratives. Il a pris un tuyau sonore A (fig. 17) que l'on pouvait faire chanter à volonté au moyen d'un courant d'air. En face de ce tuyau était une grille à gaz horizontale, puis une première « flamme sensible » F, placée de façon à être atteinte directement par les ondes sonores provenant du tuyau chantant. En arrière de celui-ci se trouvait une seconde flamme sensible F′ (on a supprimé, pour ne pas compliquer la figure, les membranes qui servent de récepteurs des sons pour exciter les flammes).

Cela fait, la grille à gaz n'étant pas allumée, faisons

chanter le tuyau : aussitôt la flamme F, par ses frémissements, accuse l'arrivée des ondes sonores qui l'atteignent directement, et la flamme F′, au contraire, si elle est convenablement réglée, demeure immobile. Si, alors, nous allumons le gaz de la grille, celle-ci provoque un courant d'air chaud ascendant, absolument opaque aux ondes sonores provenant du tuyau; la flamme F, qui tout à l'heure s'agitait sous l'action de ces ondes, montre par son immobilité que celles-ci ne l'atteignent plus; mais, inversement, la flamme F′, naguère immobile, se met à frémir, nous démontrant ainsi qu'elle est atteinte par les ondes sonores issues du tuyau A et qui se sont *réfléchies* sur la couche d'air chaud ascendante, comme elles l'auraient fait sur un obstacle solide. C'est la continuité d'un obstacle qui y provoque la réflexion du son : s'il est discontinu, le son passe outre, et Tyndall a observé qu'une chute de neige, formée de flocons séparés, n'arrête nullement la propagation du son.

Ainsi, il peut y avoir des réflexions du son sur des masses d'air, invisibles pour nous, et présentant avec l'atmosphère ambiante des différences de densité. En outre, le son, comme la lumière, peut se réfracter et se réfléchir totalement : des expériences directes de Sondhauss et de Hajech ont montré qu'effectivement le son se réfracte.

On peut donc prévoir l'existence d'*échos atmosphériques*, conséquences forcées de l'opacité acoustique qui se produit dans certains cas. Une des circonstances qui introduit nécessairement une discontinuité dans la densité des masses d'air est la présence d'un nuage qui, formé de gouttelettes liquides, sature de vapeur d'eau la région de l'atmosphère dans laquelle il se trouve et en diminue ainsi la densité. Un nuage est donc essentiellement propre à une réflexion atmosphérique du son.

Le fait a été fréquemment vérifié, et vérifié « scientifiquement ». Lorsque les membres du Bureau des Longitudes firent leurs célèbres expériences entre Villejuif et Montlhéry, ils constatèrent que chaque fois qu'un nuage passait au-dessus de leur tête, le bruit du canon était accompagné d'un écho très net. Les aéronautes ont souvent vérifié le fait au cours de leurs ascensions.

Les ondes sonores se « diffractent », comme les ondes lumineuses, et avec beaucoup plus de facilité, car leurs longueurs d'onde sont plus grandes : deux personnes, placées de chaque côté d'une cloison percée d'une porte ouverte peuvent converser l'une avec l'autre bien qu'elles ne puissent point se voir. Les ondes sonores ont donc « contourné » l'obstacle, en conformité avec la théorie générale de la propagation des mouvements vibratoires : nous voyons aujourd'hui les ondes électriques de très grande longueur présenter ce phénomène d'une façon remarquable, puisqu'elles contournent la convexité des mers et qu'elles franchissent, comme en se jouant, les plus hautes chaînes de montagnes.

Ce n'est pas seulement une curiosité scientifique qui doit nous inciter à l'étude des phénomènes acoustiques de l'atmosphère : c'est le parti qu'on en peut tirer relativement à la connaissance de la structure des couches supérieures de notre enveloppe gazeuse.

Nous avons déjà vu que, dans les hautes régions de l'atmosphère, c'était l'hydrogène qui devait être prépondérant. Des considérations optiques nous ont confirmé l'existence de ce changement de constitution de la masse de gaz qui nous enveloppe, et ce changement, avons-nous dit, doit se produire vers 80 kilomètres d'altitude.

Si, à cette hauteur, existe vraiment une modification nettement tranchée dans la densité des couches d'air,

on a là des conditions essentiellement favorables à la production des phénomènes de réflexion du son. Or, cela semble avoir été observé. Lors de l'explosion de dynamite du chemin de fer de la Jungfrau, le 15 novembre 1908, cette explosion fut nettement entendue dans une zone de 40 kilomètres autour du point où elle avait eu lieu. Autour de cette zone, on n'entendit plus rien ; il y avait une « zone de silence », suivant l'expression des ingénieurs, et cette zone de silence avait une épaisseur de 100 kilomètres. Mais, — et c'est ici que le phénomène devint remarquable-

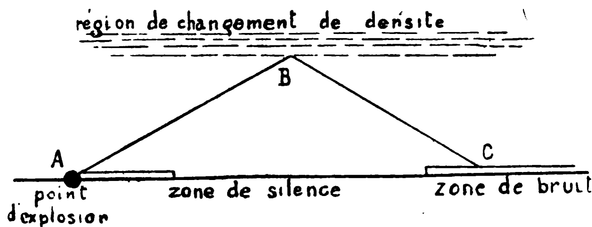


Fig. 18. — Réflexion du son dans la haute atmosphère.

ment instructif — après la zone de silence, c'est-à-dire à partir d'une distance de 140 kilomètres autour du point d'explosion, on constata l'existence d'une nouvelle « zone de bruit » dans laquelle la détonation était nettement perçue.

Cela s'explique facilement si l'on admet, comme y a été conduit le Dr A. Wegener, l'existence de la discontinuité dans la constitution de la haute atmosphère vers l'altitude de 80 kilomètres. On fait alors intervenir la réflexion totale du son sur la couche d'hydrogène de moindre densité, comme le montre la figure 18 : les calculs du Dr Van der Borne montrent que ces phénomènes s'expliquent, non seulement qualitativement, mais encore quantitativement dans

l'hypothèse où cette réflexion totale du son se produirait à l'altitude de 75 kilomètres.

Ainsi, par une application des lois de l'acoustique, par une étude serrée des circonstances de propagation du son, les savants sont arrivés à retrouver, par une marche toute différente, la probabilité de l'existence de cette couche de discontinuité à l'altitude de 75 à 80 kilomètres environ, et qui marque sans doute la limite de la stratosphère, en même temps que celle de l'atmosphère effective. L'étude de l'acoustique de l'atmosphère, trop négligée par beaucoup de météorologistes, peut donc, tout comme celle de ses propriétés optiques, fournir à la science des données précieuses qui viennent se confirmer les unes les autres.



CHAPITRE VII

Les radiations et l'atmosphère.

De toutes les manières par lesquelles se manifeste à nous le mécanisme de l'atmosphère, ce sont les variations lentes ou brusques de sa température qui nous touchent le plus directement. Sans doute, d'autres phénomènes sont importants pour nous : la pluie, l'orage, par exemple; mais ils sont intermittents alors que nous sommes, à tous les instants de notre vie, soumis à l'effet de la température, c'est-à-dire à l'action qu'exercent sur nos sens, par l'intermédiaire de l'atmosphère qui les a partiellement absorbées, les radiations calorifiques venues du Soleil.

On peut prévoir que, même si la succession des saisons n'entraînait pas de périodiques variations dans la température de l'air, celle-ci du moins subirait des variations provenant de la structure même de l'atmosphère. La couche gazeuse qui nous enveloppe est, en effet, en contact par ses deux faces avec des milieux très différents : à sa base, elle repose sur l'écorce qui reçoit la chaleur solaire à sa partie supérieure, la chaleur interne à sa partie inférieure. La chaleur solaire est le facteur le plus important dans l'échauffement du sol, car la quantité de chaleur qui lui parvient, par conductibilité, du noyau igné central, n'est pas la 4.000ᵉ partie de celle qu'elle reçoit

du Soleil. Quoi qu'il en soit, le sol est relativement chaud et, sauf dans les zones glaciales, pendant les saisons sans Soleil, sa température ne tombe pas au-dessous de zéro.

Mais, la partie supérieure de l'atmosphère est en contact avec l' « espace », cet espace intersidéral où règne le vide, et, par conséquent, une température qui est le *zéro absolu* : (273° au-dessous du zéro usuel de nos thermomètres). Il y a donc forcément une répartition décroissante de la température avec la hauteur.

De plus, sans atteindre cette épaisseur limite de 5 kilomètres 1/2 que les lois combinées de l'attraction et de la force centrifuge imposent à l'atmosphère, les dernières couches doivent en être très froides : la raréfaction des éléments gazeux, qui est causée par l'absence presque complète de chocs moléculaires, comporte le froid comme conséquence nécessaire ; l'absence de particules absorbant la radiation solaire, l'éloignement du sol chauffé agissent dans le même sens pour imposer aux couches supérieures de l'atmosphère une très basse température, c'est-à-dire des différences considérables avec la température de la surface terrestre elle-même.

Puisque c'est le Soleil qui est la cause principale de la chaleur reçue par l'atmosphère, il est essentiel de mesurer cette quantité de chaleur : la partie de la Physique du Globe qui a pour objet ces mesures et la discussion des résultats d'expériences qui y sont relatives, se nomme l'Actinométrie, et l'on peut dire que l'Actinométrie constitue l'un des plus importants « problèmes de l'atmosphère », sinon le plus important de tous.

Tout, en effet, nous vient du Soleil : lumière, chaleur et, sans doute, électricité ; c'est l'inégalité d'échauffement des masses atmosphériques qui cause

le vent; c'est par l'évaporation océanique causée par les rayons chauds de l'astre que la vapeur d'eau, élevée dans l'atmosphère, va, transportée par les courants aériens, se précipiter en pluie sur les terres élevées, y former des fleuves qui, retournant à la mer, réalisent cette circulation fluviale, complément de la circulation atmosphérique, et qui constitue un des facteurs de la vie du globe.

Or, ce rayonnement solaire ne nous envoie pas seulement des rayons de chaleur et de lumière : il nous envoie sans doute des rayons cathodiques, peut-être même est-il un centre d'émission d'ondes électriques. La complexité de ce rayonnement rendrait déjà, même s'il était constant, le problème terriblement ardu; mais ce rayonnement varie sans cesse, et les *taches*, plus ou moins nombreuses, plus ou moins étendues, qui s'observent à la surface de l'astre, le modifient continuellement par les incessantes variations de leur nombre, de leur position et de leur superficie.

Aussi a-t-on dû, suivant le précepte posé par Descartes dans son *Discours sur la Méthode*, « diviser la difficulté en autant de parties qu'il se peut pour la mieux résoudre ». Nous aurons l'occasion de parler de l'influence des taches et de leurs fluctuations sur l'état général de l'atmosphère : pour l'instant, nous nous bornerons à parler de la partie de l'actinométrie qui a pour objet de déterminer la quantité de chaleur envoyée par le Soleil sur la Terre : cela revient à la détermination de la *Constante solaire*.

Qu'est-ce donc que la *Constante solaire ?* Les physiciens ont ainsi nommé une grandeur presque inaccessible à l'expérience directe dans les conditions mêmes où elle est définie. La constante solaire est la quantité de chaleur que le Soleil envoie pendant une minute sur une surface de 1 centimètre carré, normale

à la direction du rayon, et placée à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre. On la représente par le symbole A.

Mesurer directement cette quantité *in situ*, comme disent les naturalistes, sera sans doute pendant longtemps encore, sinon toujours, impossible. Cependant il était nécessaire de définir le rayonnement solaire par une quantité de chaleur reçue dans des conditions indépendantes de l'absorption que l'atmosphère fait subir aux radiations émises par l'astre.

Car l'atmosphère absorbe partiellement les rayons envoyés par le Soleil : une partie seulement de ceux-ci parvient jusqu'au sol, le reste est absorbé en route, et cette absorption varie avec deux facteurs principaux : l'*obliquité* des rayons et le *degré de transparence* de l'air traversé ; l'influence de ces deux facteurs a donné lieu à des travaux dont les résultats s'expriment par deux lois : celle du cosinus de l'obliquité, ou *loi de Lambert*, et celle de l'absorption, ou *loi de Bouguer*.

En vertu de la première de ces lois, un élément de surface horizontale reçoit une quantité de chaleur égale à celle que recevrait sa projection sur un plan perpendiculaire à la direction des rayons calorifiques. Si donc nous appelons « obliquité » l'angle de ces rayons avec la verticale du lieu, une surface horizontale d'étendue déterminée reçoit la même quantité de chaleur que celle que recevrait une surface égale à la première, mais multipliée par le cosinus de l'obliquité α (fig. 19) : la surface A ne recevra obliquement que la quantité de chaleur qui tomberait perpendiculairement sur A'. On conçoit l'importance capitale de cette loi dans l'échauffement du sol : tant par suite de la sphéricité de la Terre que de l'obliquité de l'écliptique, de l'alternance des jours et des nuits et de la succession des saisons, les rayons solaires tombent toujours sur le sol terrestre suivant des obliquités cons-

tamment variables; ce n'est que pour les points situés entre les tropiques, c'est-à-dire dans la zone torride, que deux fois par an, pour chacun d'eux, les rayons du Soleil tombent verticalement sur le sol au moment du midi vrai, où l'astre passe au méridien du lieu.

Les quantités de chaleur que reçoivent les différents lieux de la Terre seraient donc essentiellement variables, et dans le temps, et dans l'espace,

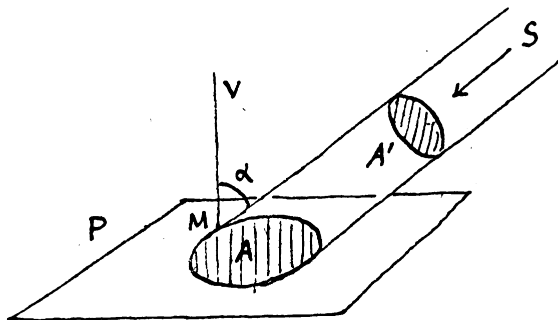


Fig. 19. — Loi du cosinus de l'obliquité.

même s'il n'y avait pas d'autre cause de variation que l'inclinaison des rayons solaires. Mais nous allons voir que l'absorption atmosphérique joue un rôle aussi important et beaucoup moins bien connu.

La loi de l'absorption, ou *loi de Bouguer*, porte le nom du grand physicien qui l'a découverte, voici bientôt près de deux siècles. Elle nous apprend que l'absorption exercée par un milieu quelconque sur des radiations qui viennent à le traverser augmente en progression géométrique à mesure que l'épaisseur traversée augmente en progression arithmétique. Si, par exemple, une radiation quelconque est réduite aux 7/10e de sa valeur primitive par l'absorption que lui fait subir la

traversée d'une épaisseur déterminée de milieu, elle serait réduite aux 49/100e, c'est-à-dire sensiblement à la moitié de sa valeur, par le passage à travers une épaisseur double, et aux 345/1.000^e par une épaisseur triple.

Comme l'épaisseur d'air que traversent des rayons pour arriver au sol augmente avec l'inclinaison de ces rayons, on voit que l'obliquité agit de deux manières: elle fait varier, suivant la loi du cosinus, la quantité de chaleur reçue par la Terre, et cette quantité elle-même est affectée d'une réduction en proportion géométrique, en vertu de la loi de Bouguer.

Mais ce n'est pas tout : il y a encore un autre élément de variabilité dans la quantité de chaleur reçue du Soleil par le sol : c'est la *transparence* plus ou moins grande de l'atmosphère. On appelle *coefficient de transparence* de l'air, et l'on représente par le symbole p, la fraction suivant laquelle le passage à travers l'atmosphère réduit l'intensité du rayonnement solaire quand l'astre est au zénith. Si donc le coefficient de transparence est 0,6, cela veut dire qu'il n'arrive au sol que les 6/10e de la chaleur envoyée par le Soleil aux limites extérieures de l'atmosphère qui en a, par conséquent, absorbé 4/10e. Le coefficient de transparence varie entre 0,6 et 0,8 ou 0,9. La « transparence parfaite » correspondant à $p = 1$ n'existe que théoriquement.

Mais il y a un dernier facteur, le plus complexe de tous, c'est la *masse atmosphérique*, c'est-à-dire la masse totale de molécules d'air que le rayon solaire rencontre sur sa route avant d'arriver à la Terre, en prenant pour unité de longueur l'épaisseur de l'atmosphère mesurée suivant la verticale du lieu. Evidemment, plus le rayon est oblique, plus cette masse est grande; mais la variation ne saurait s'exprimer par la simple loi du cosinus de l'obliquité, car nous savons que, du fait de la réfraction atmosphérique, la trajec-

toire du rayon est curviligne, donc augmentée; de plus, la densité des couches d'air varie avec leur altitude, les particules absorbantes sont plus abondantes près du sol qu'à grande hauteur. C'est l'ensemble de toutes ces conditions qui a amené les physiciens à la conception et à la définition de la masse atmosphérique, que l'on représente par le symbole *m*.

Dans ces conditions, Bouguer a formulé la *loi de l'absorption*, qui tient compte de tous les facteurs et qui est la suivante :

La quantité de chaleur reçue du Soleil par une surface horizontale de superficie S éclairée par des rayons faisant un angle α avec la verticale s'obtient en multipliant la valeur de la constante solaire A par l'expression numérique de la surface S, et par le coefficient de transparence p élevé à une puissance numériquement égale à la masse atmosphérique m, le tout multiplié par le cosinus de l'obliquité α des rayons incidents[1].

La loi de l'obliquité a, pour la Terre, une conséquence capitale : l'axe terrestre n'est pas, en effet, perpendiculaire à son orbite, mais fait avec le plan de celle-ci un angle de 66° 1/2, complémentaire de l'angle que font entre eux les deux plans respectifs de l'équateur et de l'écliptique. Donc, les rayons du Soleil (fig. 20) que l'on voit parallèles à gauche de la figure arriveront avec des obliquités inégales aux différents points du globe. Si l'on mène des parallèles aux points où le méridien coupe l'orbite et sa perpendiculaire, on obtient une division naturelle de la Terre en cinq zones, comme le montre la figure, mieux que toute explication. Dans le cas du schéma reproduit

1. Les deux lois s'expriment avec une remarquable simplicité par la *formule de Bouguer :*

$$Q = A s \, p^m \cos \alpha.$$

ici, la Terre est au solstice d'hiver : le pôle nord est dans la nuit, les rayons sont rasants au cercle polaire nord, obliques dans la zone torride sauf au tropique du Capricorne, où ils sont perpendiculaires. Quant à

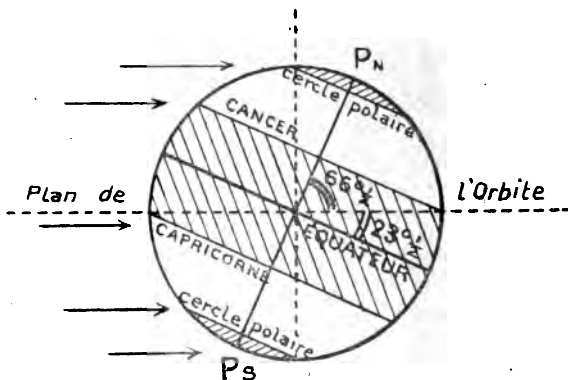


Fig. 20. — Division de la terre en zones.

zones glaciales

zones tempérées

zone torride

la calotte glaciale sud, elle est en entier dans la lumière.

C'est le jour continu au pôle sud pendant la nuit continue du pôle nord.

Quelles sont les valeurs numériques de tous ces facteurs dans les divers cas? Tout d'abord, occupons-nous de la *constante solaire*, dont la mesure est hérissée de tant de difficultés, d'abord parce qu'on ne peut la mesurer qu'indirectement, ensuite à cause des erreurs qu'il faut éviter dans ces délicates expériences.

C'est au professeur Violle que sont dues les meilleures déterminations de cette constante : en employant un actinomètre aujourd'hui classique, qu'il imagina et fit construire de façon à éliminer, par la méthode même, la plupart des causes d'erreur à redouter, l'éminent physicien a trouvé pour valeur de la constante solaire le nombre 2,55, un peu différent des déterminations faites par des physiciens anglais, qui ont obtenu le nombre 3. On peut admettre comme présentant le plus de probabilité un nombre moyen égal à 2,75. Il est juste d'ajouter que d'après les déterminations récentes, la constante solaire semble varier légèrement. Les distingués physiciens américains Abbot, Fowle et Aldrich ont montré qu'une variation irrégulière, d'une importance d'un vingtième, se produit assez fréquemment. De plus, il y a une fluctuation de la radiation qui se produit dans le même sens que celle du nombre des taches; en outre, quand la radiation s'accroît, l'intensité relative des raies violettes et ultra-violettes du spectre solaire par rapport au rouge et à l'infra-rouge va aussi en augmentant.

Quoi qu'il en soit, si nous prenons pour valeur de la constante solaire le nombre 2,75, cela veut dire que, à la limite de l'atmosphère terrestre, le Soleil envoie pendant une minute, sur un centimètre carré, une quantité de chaleur capable d'élever de 0° à 2°75 la température d'un gramme d'eau.

Quand le coefficient de transparence est égal à 0,8, et que le Soleil est à une hauteur de 40° au-dessus de l'horizon, la chaleur transmise au sol n'est que la moitié environ de celle qui arriverait normalement; elle n'est plus que le vingtième pour un rayon solaire incliné de 10° seulement sur l'horizon; et, dans ce dernier cas, si le coefficient de transparence n'était que 0,6, la chaleur reçue avec cette transparence et cette obliquité ne serait que le centième de celle

qui arriverait normalement et avec transparence parfaite.

Enfin, l'importance numérique de la masse atmosphérique est considérable. En effet : elle porte, en exposant, sur un nombre fractionnaire qui est le coefficient de transparence; par conséquent, dès qu'elle augmente, le facteur dont elle est l'exposant diminue avec une grande rapidité. Ainsi, la masse atmosphérique, égale à l'unité quand le Soleil est au zénith, prend la valeur 1,3 quand le Soleil est à 60° au-dessus de l'horizon, et quand l'astre se lève ou se couche, prend la valeur considérable de 40. On voit combien est alors petite la valeur représentée par une fraction dont le dénominateur est un nombre élevé à la 40e puissance !

Telles sont les données numériques que possède la science de l'atmosphère sur cette fondamentale question de l'actinomètrie : ces données sont, pourrait-on dire, une première approximation dans la solution du problème. La valeur de la constante solaire, en particulier, comporte une inexactitude de près d'un dixième : c'est trop pour un nombre aussi important. Certes, les difficultés de sa mesure sont grandes et c'est déjà beau d'être arrivé à le connaître à 1/10e près. Mais les exigences de la science augmentent avec le progrès. Une grosse difficulté du problème est d'isoler, dans l'ensemble de la lumière solaire, celles des radiations dont on veut mesurer l'intensité, et, d'abord de les « choisir ». C'est à ce point de vue que la méthode du professeur Violle est excellente, car elle porte sur l'ensemble des radiations solaires. Cependant, aujourd'hui, étant donnée l'importance que prend l'étude de la radiation ultra-violette, il est essentiel de multiplier les travaux à son sujet. On le voit, il y a là un beau « problème de l'atmosphère » à résoudre.

Mais une chose reste de tous ces travaux : c'est la

quantité prodigieuse de chaleur dégagée par notre astre central. Nous savons quelle quantité notre globe en reçoit : grain de sable dans le ciel, la petite Terre n'absorbe pas la demi-milliardième partie de la chaleur totale rayonnée par le Soleil. Toutes les planètes réunies n'en absorbent que la 230 millionième partie, vu le faible angle de l'espace qu'elles occupent. Quant à la quantité *totale* de chaleur émise par le Soleil pendant chaque seconde, elle équivaut à celle que donnerait la combustion de onze quatrillions de tonnes de houille, quantité qui suffirait à faire bouillir en une heure trois trillions de kilomètres cubes d'eau prise à la température de zéro degré !

Connaissant, tout au moins d'une façon suffisamment approchée, les facteurs fondamentaux du rayonnement et la loi de leur absorption par l'atmosphère ; connaissant, d'autre part, les lois du mouvement de la Terre, qui font passer successivement tous ses points dans l'ombre et la lumière, qui changent l'obliquité des rayons solaires sur les points qu'ils frappent, nous pouvons prévoir ce qui va se passer au point de vue de l'échauffement du sol suivant la latitude du lieu insolé et suivant l'époque à laquelle il reçoit les rayons.

Voyons d'abord ce qui se passe dans la zone équatoriale. En chaque point de cette zone, deux fois par an, le Soleil passe au zénith. Il y aura donc, pour ces points et à ces moments du passage, une insolation maximum. Comme ce passage se fait deux fois par an, il en résulte pour tous les points de la zone torride deux saisons chaudes et deux saisons froides. Dans l'hémisphère nord, ces deux saisons chaudes sont séparées par un intervalle qui va en diminuant pour s'annuler au tropique même du Cancer : elles se confondent alors en une seule, le passage au zénith ayant

lieu au solstice d'été. Pour les points de l'hémisphère sud, situé entre l'équateur et le tropique du Capricorne, c'est la même chose, sauf que c'est au solstice d'hiver que les deux saisons chaudes se confondent sous le tropique même. A l'équateur, les quatre saisons, deux chaudes et deux froides, alternent régulièrement.

Dans les zones tempérées boréales, le Soleil ne passe jamais au zénith, mais sa hauteur au-dessus de l'horizon au moment de son passage méridien augmente jusqu'au solstice d'été, pour décroître progressivement jusqu'au solstice d'hiver. Cette variation dans la hauteur de l'astre, par conséquent dans l'obliquité des rayons qu'il envoie, jointe à l'inégalité des jours et des nuits qui s'accentue à mesure qu'on se rapproche des cercles polaires, entraîne une oscillation annuelle de la quantité de chaleur reçue; cette oscillation est symétrique par rapport au solstice d'été, qui correspond au maximum d'échauffement, le solstice d'hiver correspondant au minimum. Ceci, naturellement, est dit pour l'hémisphère nord : c'est l'inverse pour l'hémisphère sud.

De là résulte la division naturelle de l'année en *saisons météorologiques* qui correspondent à peu près aux saisons astronomiques : une saison chaude, l'*été* (au lieu de deux, entre les tropiques); une saison froide, l'*hiver* (au lieu de deux, également) et deux saisons tempérées, le *printemps* et l'*automne*, intercalées entre les deux précédentes. A mesure qu'on se rapproche du cercle polaire, l'oscillation annuelle des quantités de chaleur rayonnée prend une amplitude de plus en plus grande. Quant aux zones glaciales, la chute de température de l'été à l'hiver est plus brusque encore et arrive à réduire à leur plus courte durée les saisons intermédiaires, printemps et automne.

Les deux hémisphères ne sont pas traités, au point de vue des saisons, de façon identique. Tout d'abord

les saisons, dans le Sud, sont inversées par rapport à celles de l'hémisphère boréal : quand nous avons l'hiver en Europe, il y a été dans l'Afrique du Sud et réciproquement; lorsque chante le printemps pour nous, c'est l'automne qui fait tomber les feuilles sur la tête de nos collègues des antipodes.

Mais, en outre, les saisons semblables, les saisons qui portent le même nom dans les deux hémisphères, l'été de l'hémisphère nord et l'été de l'hémisphère sud, par exemple, n'ont pas le même caractère. Le Soleil, par suite de la forme elliptique que les lois de Képler imposent à l'orbite de la Terre, est plus rapproché de la Terre pendant l'été de l'hémisphère sud que pendant le nôtre, qui sera donc plus tempéré que son homonyme du sud de l'équateur. Inversement, notre hiver est plus chaud que l'hiver austral, car l'obliquité hivernale des rayons du Soleil sera en partie compensée par le rapprochement plus grand du Soleil. Les saisons de l'hémisphère sud devraient donc être plus tranchées que dans l'hémisphère nord. Si cette différence n'est pas aussi sensible que le veut la théorie, cela tient à la prédominance des mers dans l'hémisphère sud, tandis que l'hémisphère nord est surtout continental. Et l'on sait que la mer est le grand régulateur de température, le « volant thermique » du globe.

D'autres résultats sont faits pour nous intéresser, qui découlent des études actinométriques. C'est ainsi que, si l'on fait des observations, à l'actinomètre, d'une façon continue; si l'on mesure à chaque instant en un lieu donné la quantité de chaleur envoyée par le Soleil, on constate que cette quantité varie sans cesse, alors même qu'un thermomètre ordinaire n'accuse pas de fluctuations dans la température ambiante. Pourquoi cette variation mystérieuse?

C'est que la température mesurée par un thermo-

mètre exposé dans l'air environnant et à l'abri de l'insolation directe, comme ceux que l'on installe dans les stations météorologiques, est une résultante qui dépend, non seulement de la quantité de chaleur que l'instrument reçoit au moment où on l'observe, mais encore de celle qu'il a antérieurement emmagasinée; tandis que l'actinomètre, soustrait par son principe même aux influences extérieures, n'indique que la quantité de chaleur reçue directement du Soleil.

C'est surtout la vapeur d'eau qui est le facteur actif dans le mécanisme de l'absorption atmosphérique. Durant l'hiver, la tension de la vapeur est plus faible que pendant l'été, à cause de la température plus basse : un volume déterminé d'air contient moins de vapeur qu'il n'en renfermerait pendant l'été. Il y a donc, de ce chef, moins d'absorption exercée sur les radiations solaires; par contre, les rayons solaires sont plus obliques, et apportent moins de chaleur, à cause de leur obliquité plus grande, d'abord, ensuite parce que, du fait de cette obliquité, ils sont obligés de traverser une épaisseur d'air plus considérable.

Quand l'atmosphère s'échauffe, c'est-à-dire quand vient l'été, cette dernière cause s'atténue, les rayons devenant plus voisins de la verticale. Mais alors, la température augmentant, la teneur en vapeur d'eau augmente en même temps et, de ce fait, les rayons subissent une absorption plus grande. Il y a donc là deux actions qui agissent toujours en sens contraire l'une de l'autre. On ne peut rien conclure *a priori* et force nous est d'interroger l'expérience, c'est-à-dire de s'adresser aux mesures faites avec l'actinomètre.

Or, le résultat de ces mesures est le suivant : le maximum de chaleur reçue a lieu à une époque intermédiaire entre l'hiver et l'été. C'est vers le mois de mai qu'a lieu ce premier maximum, dans nos climats, tout au moins.

Il est suivi d'un minimum pendant la première

partie de l'été au cours duquel, par suite de l'absorption due à l'excès de vapeur, l'intensité rayonnée diminue; puis il y a un second maximum en automne et, enfin, un second minimum en hiver.

Si, au lieu d'étudier la variation du rayonnement solaire au cours de l'année on l'étudie au cours d'une journée de vingt-quatre heures, on constate qu'il y a, chaque jour, deux maxima et deux minima. Les maxima se produisent, l'un un peu avant midi, l'autre avant le soir; ils sont séparés par deux minima; les amplitudes et les distances de ces maxima et de ces minima varient, d'ailleurs, d'un jour à l'autre.

Et c'est ici le moment de parler d'une sorte de « paradoxe actinométrique » dont les conséquences ont fait beaucoup de bruit à une certaine époque, il y a quelque soixante ans, au temps où commençaient à se dessiner les grands efforts en vue de la conquête des pôles.

Si l'on considère le jour du solstice d'été, le Soleil brille au-dessus du pôle nord vingt-quatre heures sur vingt-quatre : c'est le milieu du « jour polaire » de six mois; les rayons de l'astre font, ce jour-là, constamment, avec l'horizon du pôle, un angle égal à 23°1/2. Ce même jour, le Soleil, qui envoie ses rayons verticalement sur les points du tropique du Cancer au moment où il passe à leur méridien, envoie à l'équateur des rayons inclinés de 66°1/2, au moment de son passage au méridien, mais qui commencent par être rasants pour atteindre cette hauteur maximum, à partir de laquelle ils redeviennent de plus en plus obliques. De plus, la durée *totale* du jour équatorial n'est que de douze heures dont plusieurs correspondent à des envois de rayons très inclinés, alors qu'au pôle, le même jour, les rayons font *toujours* un angle de 23°1/2 avec l'horizon et brillent sans interruption pendant les vingt-quatre heures de la journée.

En traduisant ces faits en chiffres, d'après les données de l'actinométrie, on trouve que, *le jour du solstice d'été*, la quantité de chaleur reçue du Soleil par le pôle nord est plus grande que celle reçue par un point de l'équateur. Cela semble paradoxal, *a priori*, et cependant, c'est exact.

Or, vers le moment où l'on avait fait et publié ces calculs, un Américain du Nord, le Dr Kane, au cours d'une exploration arctique, avait découvert, au nord du détroit de Smith, tout à fait à l'extrémité septentrionale du Groenland, un vaste bassin où la mer était « libre de glaces »! On eut vite fait de rapprocher les deux résultats; de là à conclure à l'existence normale de la *mer libre* autour du pôle, il n'y avait qu'un pas.

Mais il fallut se rendre à l'évidence, et les expéditions polaires qui suivirent en firent l'expérience : la fameuse *mer libre* n'existait pas! C'est bien un océan qui entoure le pôle, mais un océan congelé, recouvert d'une épaisse banquise sans cesse tourmentée par des convulsions que lui impriment ses contractions et dilatations successives, sans cesse transportée à la dérive par les courants polaires sur lesquels elle flotte, ainsi que Nansen a eu la gloire d'en apporter la preuve éclatante.

Cependant, le Dr Kane avait dit vrai : il avait « vu » la mer libre; mais elle ne l'était qu'exceptionnellement, par suite d'un concours de circonstances qui avaient fait l'été polaire plus chaud que de coutume. C'est une circonstance analogue qui a permis à l'expédition de la *Belgica*, organisée par le duc d'Orléans, de remonter, il y a quelques années, le long de la côte ouest du Groenland à une latitude plus haute que celles qui avaient été atteintes, et d'y découvrir la « Terre de France ».

Comment donc accorder cette mer généralement bloquée avec notre « paradoxe actinométrique »? Il

suffit, pour cela, de réfléchir que l'équateur n'a que douze heures de jour, mais les a toute l'année; toute l'année il est échauffé par des rayons solaires qui, à midi, ne sont jamais inclinés de moins de 66°1/2, sur la verticale, et sont, deux fois par an, verticaux : le sol échauffé ne se refroidit donc pas. Au pôle, au contraire, les rayons brillent pendant vingt-quatre heures au solstice d'été, mais c'est le seul jour où ils forment un angle de 23°1/2 avec l'horizon : cet angle va en diminuant sans cesse, et pendant presque toute la durée du « jour polaire », ce sont les rayons rasants d'un pâle soleil, qui éclairent les froides banquises arctiques. Ces rayons, par leur incidence presque rasante, subissent une absorption très grande, rencontrant sur leur chemin une masse atmosphérique considérable, en même temps que du seul fait de leur obliquité, ils n'apportent au pôle qu'une minime quantité de chaleur. L'actinométrie n'est donc pas en opposition avec les faits.

Un problème à résoudre, un des plus grands qui intéressent l'humanité, sinon pour le présent, du moins pour l'avenir, est l'utilisation directe de la chaleur solaire pour les besoins de l'industrie. C'est, par excellence, un « problème de l'atmosphère », car nous avons vu, par ce qui précède, que l'échauffement du sol dépend de l'atmosphère et de sa transparence.

Pour cela, poussons plus loin nos calculs et cherchons la quantité de chaleur que le Soleil envoie pendant une année sur une surface d'un centimètre carré.

Si cette surface était placée à la limite extérieure de l'atmosphère, au zénith de l'équateur, en admettant pour la constante solaire la valeur A = 2,75, on trouve qu'elle recevrait du Soleil une quantité de chaleur égale à 449.000 calories. Plaçons maintenant ce centimètre carré, non plus à l'inaccessible

limite de l'atmosphère, mais dans des conditions plus réelles, à la surface du sol et sous l'équateur : en supposant le coefficient de transparence égal à 0,8, on trouve qu'il recevrait, par an, 322.500 calories. La transparence 0,8 est, évidemment, une valeur élevée; mais, si nous faisons le calcul en supposant le coefficient de transparence égal à 0,6 (ce qui est une valeur très faible), on arrive au chiffre de 218.130 calories.

Nous pouvons, pour être certains, en restant au-dessous de la vérité, de ne pas exagérer nos résultats dans le sens favorable, prendre pour valeur moyenne du coefficient de transparence, à l'équateur, une valeur un peu inférieure à 0,7, ce qui est très admissible : alors, nous trouvons qu'un centimètre carré de sol équatorial reçoit du soleil, par an, une quantité de chaleur égale à 250.000 calories. Cette quantité de chaleur suffirait à fondre une couche de glace de 30 mètres d'épaisseur qui entourerait la Terre le long de la bande équatoriale; elle suffirait également à vaporiser « totalement » une couche d'eau de plus de 4 mètres d'épaisseur. Enfin, pour en donner une idée matérielle, elle équivaudrait à la chaleur dégagée par la combustion d'une couche de houille de 25 centimètres d'épaisseur, en prenant comme densité de la houille 1,4 et 8.000 calories pour valeur de sa chaleur de combustion.

Ce dernier résultat est du plus haut intérêt pour la question qui nous occupe. Il existe couramment, dans l'industrie des machines à vapeur de force moyenne, consommant un kilogramme de houille par heure et par cheval. J'insiste sur ce mot « force moyenne », car il représente un chiffre de consommation qui est un grand maximum; dès que la force de la machine arrive à égaler ou à dépasser cent chevaux, la consommation de houille tombe très vite à 500 grammes par heure et par cheval.

Mais prenons le chiffre maximum, le moins avantageux, de 1 kilogramme de houille par cheval-heure. Une telle machine, fonctionnant pendant huit heures par jour, consommerait donc 8 kilogrammes de houille : mettons même 10, pour être certains de rester au-dessous de la vérité. Cela ferait, par an, 3.600 kilogrammes. Comme la chaleur reçue sur 4 mètres carrés, à l'équateur, au cours de l'année, équivaut à la combustion de 1.400 kilogrammes de combustible, on voit ainsi, par un simple calcul d'arithmétique, que *la quantité de chaleur envoyée par le Soleil à l'équateur sur une surface de 10 mètres carrés* (c'est-à-dire sur un carré de 3^{m},17 de côté), *pendant un an suffirait à faire mouvoir une machine à vapeur de la force d'un cheval de 75 kilogrammètres, marchant toute l'année pendant huit heures par jour.*

On voit donc, contrairement à l'opinion de certains misonéistes insuffisamment documentés, combien sont légitimes les espoirs de ceux qui tenteront d'utiliser directement la chaleur solaire, dans ces régions nouvelles que la conquête européenne a récemment ouvertes à la civilisation, principalement au nord et au centre de l'Afrique, régions où la houille est rare, mais, en revanche, le ciel toujours pur et le Soleil toujours ardent. D'ailleurs, ces espoirs commencent à être des réalités. Déjà, en Australie et au Mexique, on a des chaudières chauffées par des réflecteurs et fonctionnant parfaitement. Enfin, au Caire, une Compagnie anglaise, la « Sun Power Co. » a installé une « usine solaire » d'une puissance de 100 chevaux. Les frais d'établissement en sont à peu près doubles de ceux d'une usine à vapeur de même puissance, mais elle peut lutter avantageusement et réaliser de sérieux profits dès que le prix du charbon est supérieur à 16 francs la tonne, ce qui est le cas en Egypte. Ainsi, l'antique conception d'Archimède et de ses miroirs

ardents revient occuper sa place dans l'esprit de ceux qui cherchent, et, au premier rang de ceux-ci, il faut placer le nom d'un modeste qui, bientôt peut-être, sera un illustre, d'autant plus facilement qu'il est mort : c'est celui de Mouchot. On a ri de ses petites chaudières solaires : bientôt peut-être la France s'enorgueillira de l'avoir compté parmi ses fils.

Le progrès consiste presque toujours à revenir à l'idée dont on est parti, non pas à revenir *au même point*, comme on le ferait en parcourant indéfiniment et sans profit un cercle qui serait, par excellence, vicieux, mais à revenir *au-dessus du même point*, comme on le ferait en parcourant une spirale ascendante, qui ramène sur la même génératrice du cylindre, mais en s'élevant d'un pas pour chaque tour parcouru.

Ce n'est pas seulement pour cette question que le progrès consiste à revenir en arrière en s'élevant d'un degré. La plupart de nos grandes inventions modernes en sont de frappants et démonstratifs exemples. La première arme à feu, la couleuvrine du début, se chargeait par la culasse : puis, pendant plus de quatre siècles, on s'est mis à charger les armes par la bouche, jusqu'au moment où un homme de génie inventa la cartouche à inflammation par capsule. Alors on revint à l'idée du début, mais avec un immense progrès : on avait réalisé nos armes à feu modernes. De même pour le moteur à explosion : le premier moteur, conçu et réalisé par Denis Papin, fonctionnait par l'explosion de poudre qui, allumée dans le fond du cylindre, chassait vers le haut le piston moteur. L'action quelque peu brutale de l'explosif fit abandonner ce système; la vapeur eut son siècle de gloire et de progrès et, grâce à ces progrès qui perfectionnèrent l'industrie mécanique, on put revenir à l'idée du début; aujourd'hui, nos automobiles et nos aéroplanes fonctionnent à l'aide de moteurs dans la culasse des-

quels on introduit un mélange détonant gazeux auquel on met le feu par l'étincelle électrique : la conquête de l'air est due au moteur à explosion.

Je pourrais multiplier les exemples : je n'en citerai plus qu'un seul, parce qu'il correspond à un « retour en arrière » qui est en train de transformer la science : c'est celui de la théorie des atomes. Cette conception primordiale, qu'avaient eue les philosophes grecs, de la matière discontinue et formée de grains séparés est aujourd'hui, grâce à l'appoint de cent ans de travaux et de découvertes, l'assise fondamentale de la Physique nouvelle. Les atomes ne sont plus une chimère : nous avons vu, en parlant de l'optique de l'atmosphère, comment des physiciens étaient arrivés à les compter ! Ainsi, les idées d'Epicure et de Lucrèce, longtemps oubliées, souvent raillées, sont aujourd'hui à l'honneur et les découvertes auxquelles elles ont conduit légitiment grandement l'enthousiasme que suscite leur retour.

Et voici que, dans un ordre d'idées voisines, grâce aux immortels travaux de Becquerel, de Curie, de sir W. Ramsay, de Rutherford, la radioactivité des corps nous montre qu'ils semblent transmuables les uns dans les autres : c'est une autre oubliée qui reparaît, rajeunie par de récents exploits, c'est l'ancienne conception des alchimistes, c'est l'unité de la matière et la transmutation des éléments.

Oui, c'est vraiment l'hélice, l'hélice sur laquelle on s'élève en tournant, qui est la véritable image du progrès !

Mais les radiations solaires ont encore une autre manière d'agir sur l'atmosphère et cette action est une action directement mécanique.

On connaît, depuis un demi-siècle, une force de la nature que nos ancêtres ne soupçonnaient même pas : c'est la *pression de radiation*, dont l'existence fut

démontrée théoriquement par Maxwell en 1873 et ne fut constatée expérimentalement que beaucoup plus tard par Bartholi. L'importance de cette pression de radiation dans les questions cosmogoniques est considérable[1] : plusieurs théories astronomiques reposent sur elle, notamment la formation des queues cométaires, la formation des jets de la couronne solaire. C'est elle qui lance dans l'espace les poussières électrisées chassées du Soleil lors des incessantes éruptions du Soleil : la grandeur de cette pression est mesurée par la quantité d'énergie contenue dans l'unité de volume. Cette pression est extrêmement petite : si l'on imagine un corps noirci *placé contre la surface du Soleil*, la radiation envoyée par celui-ci sur la surface du corps noirci y exerce une pression de $1^{mgr},3/4$ par centimètre carré. Mais l'importance relative de la pression de radiation exercée sur un corps augmente à mesure que le corps devient plus petit. Pour une sphérule dont le diamètre serait un peu inférieur à *un micron*, c'est-à-dire à un millième de millimètre, et qui serait placée près du Soleil, la force de la radiation l'emporterait sur l'attraction de l'astre et la sphérule serait « chassée » loin du Soleil. Ainsi, sans doute, nous parviennent des poussières émises par l'astre central. Si la sphérule a un diamètre encore plus petit, $0^{mm},00015$, la pression de radiation serait 10 fois plus forte que l'attraction et la sphérule serait « lancée » dans l'espace.

Or, dans notre atmosphère existe une foule de corpuscules très petits. Je ne parle même pas des poussières matérielles d'origine volcanique, organique ou minérale. Je parle des *molécules* de ses gaz constitutifs, dont nous avons signalé la réalité objective. Les radiations qui les rencontrent doivent, bien qu'affai-

1. Voir *la Vie et la Mort du Globe*, par A. Berget, 1 vol. Flammarion, éditeur (Bibl. de Philos. scient.).

blies par la distance qu'elles ont parcourue, exercer sur elles leur inévitable pression : il s'agissait de voir si ces prévisions de la théorie sont réalisées effectivement.

C'est ce qu'a réussi à constater, au cours d'expériences d'une extrême délicatesse, le professeur Lebedeff : il a fait passer un rayon lumineux très intense dans une masse gazeuze produisant une absorption sélective des faisceaux. Le déplacement du gaz, dû à la pression de la lumière, est révélé par le mouvement d'une valve extrêmement légère et équilibrée à l'aide d'une suspension aussi délicate que possible. Naturellement, toutes précautions ont été prises pour éliminer les facteurs qui pourraient fausser les mesures par des influences perturbatrices.

Dans ces conditions, les expériences ont permis de constater que les gaz prennent, sous l'influence de la lumière, un mouvement de translation et que les forces de translation sont proportionnelles, dans la limite quantitative des expériences, à la quantité d'énergie incidente et au coefficient d'absorption de la masse gazeuse traversée.

Mais alors le problème de l'origine des mouvements de l'atmosphère se présente sous un aspect inattendu : au lieu d'avoir à tenir compte uniquement des différences de densité causées par l'inégal échauffement des masses d'air, voici qu'il faut faire intervenir une force de translation provenant de l'irradiation directe ! Nous voilà loin des explications simples que nous donnons, par ailleurs, du mécanisme des vents généraux, et qui sait à quelles conclusions ne nous amèneront pas ces expériences quand elles seront poussées davantage et que leur discussion sera reprise par une analyse plus approfondie ?

CHAPITRE VIII

La température de l'atmosphère.

Le mouvement de rotation auquel est soumise la Terre, et qui fait défiler successivement tous les méridiens devant le Soleil au cours d'une même journée, le mouvement de translation dont elle est animée et qui lui impose autour de l'astre une révolution d'une année effective sur une trajectoire elliptique; l'obliquité de son axe de rotation sur son orbite à laquelle il n'est pas perpendiculaire, tout cela comporte pour les différents points du globe des inégalités au point de vue de la direction plus ou moins inclinée des rayons solaires qui le frappent, de la durée de l'insolation qui lui arrive ainsi, et de l'intensité de l'échauffement modifiée d'un jour à l'autre par la distance variable du Soleil aux points de la Terre que viennent échauffer ses rayons.

Une autre raison fait que les différents points de la surface de notre globe sont inégalement échauffés: c'est le défaut d'homogénéité de l'écorce terrestre. D'abord, près des 3/4 de sa surface sont recouverts par les océans, dont la grande chaleur spécifique d'une part, dont la matière homogène d'autre part, permettraient l'établissement des régimes de température; mais, d'autre part, le sol continental est fait d'inégalités : ici c'est une plaine aride, là une terre fertile, plus loin des montagnes, puis des forêts qui

absorbent inégalement les rayons calorifiques, et accentuent l'inégalité thermique présentée par les différents lieux du globe.

On comprend donc que l'atmosphère, reposant sur ces supports à température aussi variable, ne puisse pas avoir une température uniforme.

D'autre part, dès que la température d'une masse d'air varie, la densité de cet air varie également : plus chaud, il devient moins dense; plus froid, son poids spécifique augmente: or, dès qu'il y a variation de densité de l'air, il y a variation dans la pression exercée par cet air, et dès qu'il y a entre deux points d'une masse gazeuse une différence de pression, il y a mouvement du gaz froid vers le gaz chaud. L'étude de la température est donc à la base de celle des mouvements de l'atmosphère : cela seul suffirait à en souligner l'importance, sans parler du rôle capital qu'elle joue dans la climatologie générale du globe.

La notion de « température » est essentiellement différente de celle de « chaleur » : deux vases pleins d'eau, l'un contenant un litre, l'autre en renfermant cent, tous deux à la température de 0°, par exemple, sont mis simultanément, chacun sur un fourneau. Quand l'eau est en ébullition dans les deux vases, les thermomètres qu'on y plonge indiqueront la même « température » pour les deux : cent degrés et cependant, il a fallu brûler 100 fois plus de pétrole pour faire bouillir l'eau du second que celle du premier, c'est-à-dire dépenser cent fois plus de « chaleur » ; et, alors que c'est le calorimètre qui sert à mesurer la quantité de chaleur, c'est le thermomètre qui est l'instrument de la mesure des *températures*.

C'est après l'invention du thermomètre et du baromètre qu'on est parvenu, par des approximations graduelles, à la connaissance des lois fondamentales de Mariotte et de Gay-Lussac. On a appris à faire la

différence entre la notion de chaleur et celle de température; et la découverte des lois de la congélation et de la fusion put fournir aux fondateurs de la Thermodynamique les matériaux nécessaires à l'édification de leur œuvre. On doit donc trouver les lois de la Thermodynamique à la base de l'étude de l'atmosphère, et dans ce genre d'études, c'est la température qui joue le rôle prépondérant.

Je n'ai pas à dire ici comment on mesure la température, ni à décrire les thermomètres sur lesquels s'étendent longuement les ouvrages de Physique élémentaire. L'échelle centigrade est aujourd'hui usitée partout, sauf en Angleterre et aux Etats-Unis. Le thermomètre à mercure, entre les mains de physicien comme Ed. Guillaume, est devenu un instrument de haute précision; ses points fixes se déterminent avec la plus grande rigueur. Disons enfin que dans les calculs de thermodynamique et de cinétique des gaz, le zéro, origine des « températures absolues » n'est plus la température de la glace fondante, mais bien un point situé 273 degrés au dessous de notre zéro usuel, et qui a reçu des physiciens le nom de *zéro absolu*.

L'air, en effet, suit la loi de Gay-Lussac : chauffé sous pression constante, il subit, chaque fois que la température monte d'un degré, une augmentation de volume égale à la 273e partie de son volume à la température de la glace fondante, c'est-à-dire au zéro usuel. Si, au lieu de maintenir constante la pression qu'il supporte, on l'astreint à occuper un volume invariable, c'est un par un accroissement de pression qui se traduira l'action de la chaleur, et, pour chaque degré dont s'élèvera la température, la pression du gaz maintenu à volume constant croîtra de la 273e partie de la pression qu'il avait à zéro.

Si donc on refroidit de plus en plus un gaz au des-

sous de notre zéro usuel, son volume, à pression constante, diminuera de 1/273e de sa valeur pour chaque degré dont s'abaisse la température, de sorte que si l'on parvenait à atteindre la température de 273 degrés au-dessous de zéro, la diminution de volume serait 273/273, c'est-à-dire que le gaz n'occuperait plus de volume du tout. Si dans les mêmes conditions on l'avait refroidi à volume constant, c'est la pression qui serait nulle à cette température, de —273°. On voit pourquoi on a pris pour *zéro absolu* cette température en quelque sorte asymptotique, à laquelle un gaz, refroidi à volume constant, n'aurait plus de pression, et refroidi à pression constante, n'aurait plus de volume du tout. Les physiciens dans les admirables recherches faites au « Laboratoire du froid » de Leyde, en mettant à profit l'évaporation de l'hydrogène et de l'hélium liquides, se sont approchés de très près de ce zéro absolu et ont atteint la température extrêmement basse de —270° : c'est actuellement semble-t-il, le « record du monde ». Quant au zéro absolu, notre grand physicien Amagat a démontré que c'était la température de l'Espace intersidéral.

Ainsi l'atmosphère se trouve comprise entre deux barrières thermiques de nature bien différente : l'une, le sol terrestre, à la surface duquel la température *moyenne*, pendant toute l'année, est 15°1, d'après les calculs du professeur Spitaler ; l'autre, l'Espace, dont la température est —273°. Comment se propage la chaleur dans les couches raréfiées qui terminent l'atmosphère du côté du froid de l'Espace ? Ces échanges se limitent-ils à l'épaisseur de l'atmosphère « effective », jusqu'à l'altitude de 80 kilomètres environ, ou bien se poursuivent-ils dans les ultimes régions, tant qu'il y existe, même très clairsemées, des parcelles d'air réduites à des molécules d'hydrogène et d'hélium ? L'air a, comme tous les corps, une conductibilité thermique et deux chaleurs spécifiques,

l'une sous pression constante, l'autre sous volume constant : on sait le rôle que joue, en thermodynamique, le rapport de ces deux dernières grandeurs. Dans quelles proportions interviennent-elles dans le mécanisme de la répartition des températures dans la masse énorme de l'atmosphère ? et peut-on extrapoler à cette échelle, en appliquant à de tels volumes gazeux, dont les couches inférieures sont toujours en mouvement, et pour de tels écarts de température, les lois de la Physique vérifiées dans nos laboratoires au cours d'expériences faites sur des quantités très limitées de gaz ?

Cependant, la Physique est une science exacte ; elle est même le type de la science exacte, puisqu'elle peut appliquer les admirables ressources de l'analyse mathématique aux résultats qu'obtiennent expérientalement les chercheurs. Mais, comme nous venons de le dire, les étroites limites de nos expériences de laboratoire ne nous permettent pas d'en généraliser, avec certitude, les résultats pour les appliquer aux masses, pratiquement infinies, de l'air de l'atmosphère ou de l'eau des océans. Il faut donc que nous élargissions le champ de nos investigations, que nous cessions de les limiter à la pellicule d'air qui recouvre le sol et que nous étendions nos recherches à toute l'épaisseur de notre enveloppe atmosphérique.

L'étude de la température de l'air, si importante au point de vue de ses lois générales, n'a guère été faite, jusqu'à ces dernières années, que dans les parties de l'atmosphère en contact avec le sol terrestre : elle ne nous donne donc que des *statistiques* insuffisantes. Sans doute, ces statistiques sont nécessaires, comme sont nécessaires à la construction d'un édifice les charrettes de sable et de pierres que l'on amène au chantier, mais il faut, tout de même, des maçons et surtout des architectes.

Les résultats de ces mesures de températures dans les couches inférieures de l'air sont ceux qui sont exposés dans les ouvrages de physique élémentaire et de météorologie. Nous allons les résumer rapidement.

La température subit des variations irrégulières et des variations régulières. Les premières se produisent, tantôt dans le sens d'un accroissement, tantôt dans le sens d'une diminution de la température moyenne : leurs effets s'annihilent à peu près les uns les autres.

Les variations régulières de la température ont, à l'inverse des précédentes, une importance beaucoup plus grande. Chaque jour la courbe du thermomètre enregistreur passe par un maximum et par un minimum, pour les régions des zones tempérées et équatoriales : dans les régions polaires où les jours, pendant la saison chaude, ont des durées de plus de 24 heures, les oscillations du thermomètre suivent une loi différente, et aux pôles même, le jour des solstices, il n'y a, théoriquement du moins, aucune variation thermométrique, puisque le Soleil conserve, pendant 24 heures, la même hauteur au-dessus de l'horizon, aux variations près de sa déclinaison, variation très faible, d'ailleurs, puisque cette déclinaison est alors à son maximum ou à son minimum.

L'heure de la température la plus basse est toujours voisine de celle du lever du Soleil : la Terre, ne recevant aucun rayon calorifique qui l'échauffe pendant la nuit, se refroidit, au contraire, par le rayonnement nocturne vers le ciel ; ce rayonnement abaisse graduellement la température jusqu'au moment où réapparaissent les causes extérieures de réchauffement, c'est-à-dire jusqu'au lever du Soleil.

Quant à l'heure du maximum, elle devrait être celle du passage de l'astre au méridien : en réalité, le maximum de température ne se produit, en un lieu

donné, que deux ou trois heures après le midi vrai. C'est une conséquence de l'inertie de la matière, inertie qui existe dans le domaine thermique aussi bien que dans le domaine mécanique. De même qu'il faut un certain temps pour qu'une force fasse sentir son effet à une masse déterminée, il faut un certain temps pour qu'une quantité de chaleur échauffe la température d'une quantité déterminée de matière. Ce n'est pas au moment ou le chauffeur jette du charbon dans son foyer que la locomotive commence à aller plus vite : ce n'est que quelque temps après. En réalité, le maximum diurne de température suit le midi vrai à un intervalle de temps essentiellement variable suivant la nature de la surface terrestre au lieu considéré. Au-dessus des océans, dont les masses liquides sont lentes à s'échauffer autant que lentes à se refroidir, étant donnée la grande chaleur spécifique de l'eau qui les constitue, le retard est à peine d'une demi-heure, alors qu'il peut atteindre deux et même trois heures au-dessus des continents : il est plus considérable l'été que l'hiver, plus considérable aussi par ciel découvert que par ciel nuageux.

Chaque jour, il y a donc un maximum et un *minimum* de température. Leur différence constitue l'amplitude périodique de l'écart ; mais si, au cours d'un mois, se fait la moyenne des maxima et des minima, on obtient, par la différence, l'amplitude apériodique. C'est cette dernière qu'étudient surtout les météorologistes.

L'amplitude varie suivant la latitude : elle croît du pôle à l'équateur. Elle varie suivant la saison ; à Paris, alors qu'elle atteint presque 10° en juillet, elle n'est guère que de 4° en janvier. Elle varie avec la nébulosité qui a pour effet d'en diminuer la valeur. Enfin, elle varie avec la nature de la surface terrestre : faible

au-dessus des océans, elle est maximum au-dessus du sable brûlant des déserts. Ainsi, au-dessus des mers, elle ne dépasse guère 2°, alors qu'elle atteint 25° au centre du continent asiatique.

Dans le but de rendre plus expressifs les résultats de l'étude des températures, on calcule les *moyennes diurnes*, en prenant la moyenne arithmétique de 24 températures horaires ; les *moyennes mensuelles* en prenant la moyenne des 30 moyennes diurnes d'un même mois, et les *moyennes annuelles* en prenant la moyenne des 12 moyennes mensuelles d'une même année. On a constaté empiriquement que, pour le climat de Paris, on pouvait remplacer le calcul monotone des moyennes diurnes en prenant les 19/20 de la moyenne entre le maximum et le minimum de chaque jour.

L'étude des moyennes annuelles est importante au point de vue de la répartition des températures à la surface de la Terre, mais c'est surtout l'étude des moyennes mensuelles qui est intéressante, car elle a conduit à la division des *climats*. On pourrait, évidemment, appeler « climat » la résultante de tous les facteurs météorologiques en un même lieu : température, pression, vent, humidité, pluie, etc. ; mais la complexité même de la définition rendrait impossibles, ou tout ou moins très difficiles, les mesures quantitatives. On a préféré définir les climats uniquement à l'aide des moyennes de température ; et pour cela, on a pris les moyennes mensuelles et non les moyennes *annuelles* comme on aurait pu être tenté de le faire. La moyenne annuelle, en effet, peut être la même en deux lieux différents et cependant correspondre à des conditions climatériques qui ne seraient nullement comparables. Ainsi, pour une station dont la température serait toute l'année de 10°, la moyenne annuelle serait forcément égale à 10°. Prenons, au contraire, une autre station où la moyenne des mois froids soit

zéro, et la moyenne des mois chauds de 20°, la moyenne annuelle serait aussi de 10°, et cependant, alors que la première station était caractérisée par une température constante et régulière, la seconde est soumise à des écarts considérables qui y rendent les conditions de la vie tout à fait différentes.

On a donc pris, pour caractériser le climat d'un lieu, les différences entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid. Si cette différence est comprise entre 0° et 10° le climat est *régulier* ou *marin*, ce dernier adjectif rappelant le fait de l'action régulatrice que les mers exercent sur la température ; c'est, par excellence, le climat des îles : Madère, Ténériffe, Hawaï, etc. Si la différence dépasse 20° le climat est *excessif* ou *continental* : exemple, celui de la Sibérie, et, en Europe, celui de la péninsule des Balkans. La différence est-elle comprise entre 10° et 20° ? Nous avons alors le climat *moyen*, dont le type est celui de l'ouest de la France.

Ce n'est pas que la considération de la moyenne annuelle soit inutile : elle sert à greffer une seconde classification sur la première. Un climat peut être régulier, par exemple, en un lieu où il fait froid toute l'année, et en un lieu où il fait chaud pendant le même temps : cependant, pour être réguliers tous deux, ces deux climats seront très différents. On a donc pris l'habitude de nommer climats *tempérés* ceux des lieux où la moyenne annuelle est comprise entre 0° et 20°, climats *chauds* ceux où elle dépasse 20°, et *froids* ceux où elle tombe au-dessous de zéro. Dans les études régionales de température, on arrive à subdiviser ces divisions générales : rien que pour la France, on admet les climats girondin, séquanien, vosgien, armoricain, méditerranéen et central. Mais l'étude de ces subdivisions étant intimement liée à celle des accidents qui constituent le relief du sol, est plutôt du domaine de la géographie. La remarquable *Météoro-*

logie agricole de M. Paul Klein contient, d'ailleurs, un des meilleurs exposés qui en puissent être faits.

Les écarts absolus de température observés à la surface du globe peuvent être énormes. Ainsi, dans le Sahara, on a observé authentiquement la température de + 51° *à l'ombre* (au soleil, sur le sable, elle est beaucoup plus élevée), alors qu'à la Nouvelle-Zemble, le thermomètre à minima a indiqué —72° et qu'à Verkhoïansk, dans la Sibérie orientale, on a observé — 73° en décembre 1893. Telles sont les températures extrêmes de l'atmosphère dans lesquelles l'homme peut être appelé à vivre. Mais les écarts peuvent être plus pénibles à supporter, encore que moins considérables, s'ils se produisent en un même lieu au cours d'une même année ou, surtout d'une même journée. Ainsi, à Verkhoïansk, dans l'année même où l'hiver avait amené la température de —73°, on avait observé, au mois de juillet, la température de +31° à l'ombre ; cela fait, pour les habitants de ce coin de terre privilégié, un écart de *cent quatre degrés!* A Paris, d'ailleurs, nous avons eu —25°,6 pendant l'hiver de 1879-80, et nous avons observé +39°2 en juillet 1904. En France, le minimum a été —32° en 1878-79 et le maximum +42°,9 à Montpellier pendant l'été de 1904. Enfin, l'écart au cours d'une même journée peut être très grand dans les localités éloignées de la mer : à Lisbonne, il n'est que de 6° en août, alors qu'à Madrid, au centre de l'Espagne, il est, pendant le même mois, de 15°, et de 23° dans une oasis saharienne.

On conçoit aisément que la moyenne mensuelle varie parallèlement au cours des saisons : à Alger, elle varie de 12°1 en janvier à 25° en août, en passant par les valeurs intermédiaires de 16° en avril et de 23° en septembre. L'amplitude de l'écart entre le mois le

plus froid et le plus chaud est grande quand on s'éloigne de l'Atlantique où circule le chaud courant du Gulf-Stream : elle est moins grande quand on s'éloigne des côtes du Pacifique.

Il arrive souvent que, pendant une saison déterminée, des températures exceptionnellement hautes ou basses s'abattent sur une région et y persistent pendant des jours et même pendant des semaines : on dit alors qu'il y a une *vague de chaleur* ou une *vague de froid*. Rien n'est plus impropre qu'une pareille appellation, car le mot « vague », éveillant dans l'esprit l'idée de mouvement ondulatoire, fait penser aussitôt à un phénomène périodique ; or, il n'en est rien, et ces persistances, souvent très pénibles, de chaud ou de froid, ne sont pas périodiques, mais essentiellement accidentelles.

Tous les phénomènes de l'atmosphère sont intimement liés les uns aux autres. Les variations de la température et celles de la pression atmosphérique sont connexes. On constate, quand on étudie, au cours d'une période de plusieurs années, la répartition des pressions, que ces « vagues » de chaleur ou de froid accompagnent toujours un régime de haute pression barométrique qui s'installe sur une région ; autrement dit, elles sont caractéristiques des régimes *anticycloniques*. Ainsi, pendant le grand hiver de 1878-79, un régime anticyclonique a persisté pendant près de deux mois sur l'Europe centrale, et a causé la durée des grands froids de cette année.

La température varie avec l'altitude, à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère, et la loi générale de cette variation est une loi de décroissance. Cette diminution de la température avec la hauteur tient à plusieurs raisons. Tout d'abord, l'air, surtout dans les couches supérieures, pauvres en poussières susceptibles d'absorber la chaleur du Soleil, est très transparent pour cette dernière : il s'échauffe donc peu tandis

que le sol s'échauffe beaucoup, et communique ensuite la chaleur qu'il a acquise aux couches d'air qui reposent immédiatement sur lui. De plus, la pression diminue suivant une loi logarithmique à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère. Dès lors, qu'une masse d'air chauffée par son contact avec la terre, et, par suite, moins dense, vienne à s'élever? Elle arrive dans des régions où la pression est plus faible, elle s'y *détend* et en se détendant elle se refroidit, comme le veulent les lois de la thermodynamique.

C'est à l'aide de ces lois précisément, qu'on a pu calculer quel devait être l'abaissement de température d'une masse d'air qui s'élève dans l'atmosphère sans faire d'échange de chaleur avec les couches voisines : c'est ce qu'on appelle le *gradient adiabatique*. On trouve ainsi que la température de l'air absolument sec doit baisser de 1° par 100 mètres ; si cet air est légèrement humide mais non saturé, l'abaissement est de 1° pour 104 mètres ; et enfin, si l'air est saturé d'humidité, étant donné que la vapeur, en se condensant, restitue de la chaleur, l'abaissement de température n'est plus que de 1° par 200 mètres.

C'est cette inégalité du gradient thermométrique de l'air sec et de l'air saturé qui a permis d'expliquer un phénomène qui fut longtemps inexplicable : je veux parler du *fœhn*, ce vent chaud qui souffle dans les vallées des Alpes suisses.

Quand la pression est basse sur la Suisse, en B et haute sur la Méditerranée et l'Italie du Nord, en A (fig. 20), le vent souffle de l'Italie vers les Alpes qu'il escalade ; mais sur la Méditerranée, sur les plaines humides du nord de la Péninsule, il s'est saturé d'humidité. En montant le long des Alpes, il va donc perdre un degré par 200 mètres en se dépouillant en même temps de toute sa vapeur qui se condense sur les flancs méridionaux des montagnes. Quand il fran-

chit les crêtes pour redescendre dans les vallées suisses, c'est à l'état de vent sec, qui va se réchauffer en descendant, mais en vertu de sa sécheresse, se réchauffera à raison d'un degré par 100 mètres c'est-à-dire deux fois plus qu'il ne s'est refroidi à la montée. C'est donc un vent sec et *chaud* qui arrive dans la vallée septentrionale des Alpes; c'est ce vent qui constitue le fœhn. Longtemps on en avait cherché l'explication dans une sorte de prolongation de la trajectoire du sirocco, venu du désert; mais comme un phénomène analogue se produit au Groenland, il a bien fallu renoncer à cette trop facile explication, et c'est la Thermo-

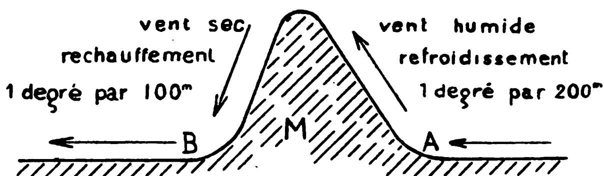


Fig. 20. — Explication du fœhn.

dynamique qui est venue nous en donner la raison véritable.

Comme toute application, à l'atmosphère indéfinie, d'une théorie édifiée sur des expériences de laboratoire doit comporter, pour être admise, une vérification, cette vérification a été donnée à plusieurs reprises. Je me bornerai à en citer une, donnée par le professeur Hergesell, au cours d'une croisière faite en 1906 à bord du navire de S. A. S. le Prince de Monaco, qui est, on le sait, l'un des actifs explorateurs de la haute atmosphère. Clapeyron a fait connaître une formule classique, qui porte son nom et qui donne une relation entre la chaleur spécifique de l'air, la variation de température due à une élévation dans l'atmosphère pour produire le phénomène de la détente adiabatique, et l'équivalent mécanique de la

chaleur[1]. Un vent très caractéristique avait été observé à Ténériffe; ce vent était-il un « fœhn » ? Le Dr Hergesell l'a prouvé fort élégamment en donnant ainsi une belle application de la théorie. Des lancers de cerfs-volants avaient fourni des indications sur les températures aux diverses altitudes. On avait trouvé pour un changement d'altitude de 2.000 mètres une différence de température de 22° environ. En introduisant dans la formule de Clapeyron ces données directes de l'expérience, le Dr Hergesell en déduisait la valeur de l'équivalent mécanique de la calorie : il la trouve égale à 420 kilogrammètres. Les déterminations directes ont fourni le nombre 425: c'est donc une très belle confirmation de la théorie.

Cette loi de la décroissance de la température subit cependant des exceptions : dans certains cas, et dans certaines limites, la température de l'air augmente avec la hauteur au lieu de diminuer, montrant ainsi un véritable phénomène d'*inversion*. L'inversion des températures est accidentelle dans les couches inférieures de l'atmosphère, alors qu'elle est la règle à une certaine altitude, dans les couches supérieures.

Au voisinage du sol, pendant la nuit et quand le ciel est très clair, l'air, en contact avec la Terre, se refroidit par suite du refroidissement du sol lui-même qui rayonne sur l'espace et perd ainsi des quantités considérables de chaleur. Il peut alors arriver que les couches d'air en contact avec la surface terrestre soient plus froides que celles qui se trouvent à un niveau supérieur; et si, dans ces conditions, on fait une étude de la distribution des températures sur une même verticale, on trouvera un accroissement de température au lieu d'un

1. La formule est : $cJdt + dz = o$; c est la chaleur spécifique de l'air (0,238 d'après Wiedeman); dt et dz sont les variations respectives de la température et de l'altitude, J est l'équivalent mécanique de la calorie.

abaissement, au moins pour les couches inférieures.

Dans les couches supérieures de l'atmosphère, au contraire, le phénomène de l'inversion de la température est général et se produit régulièrement à des altitudes comprises entre 10.000 et 15.000 mètres.

C'est pour étudier ces variations que l'on a institué ces ascensions des « ballons-sondes » dont l'idée première est due à l'aéronaute français Capazza et qui, entre les mains du savant et regretté Teisserenc de Bort, sont devenues une méthode scientifique d'exploration de la haute atmosphère.

Les ballons montés n'atteignent que très difficilement l'altitude de 10.000 mètres : on a donc eu l'idée de lancer dans l'atmosphère des ballons n'emportant avec eux que des instruments enregistreurs : baromètre, thermomètre, hygromètre, dont les indications simultanées, inscrites sur un cylindre commun, sont ainsi rapportées à la descente, absolument comme l'océanographe envoie au fond de la mer où il ne peut pénétrer lui-même, des *sondes* portant des appareils indiquant la profondeur atteinte, la température de l'eau aux diverses profondeurs, des échantillons d'eau et de la nature du fond. Ces ballons sont donc appelés justement des *ballons-sondes* : ils servent à sonder l'océan aérien.

La construction et le lancer de ces ballons sont choses assez délicates. Je ne parle pas des appareils qu'ils doivent enlever : l'habileté de nos constructeurs, en particulier de Jules Richard, l'inventeur des enregistreurs pratiques, réalise aujourd'hui la triple inscription de la température, de la pression et de l'humidité sous un poids inférieur à 1 kilogramme. Mais il faut que l'enveloppe soit légère et puisse se distendre aisément, car le ballon parti du sol où la pression est normale et voisine de 760 millimètres, doit atteindre des régions où la pression est à peine de quelques millimètres.

Ces ballons sont construits aujourd'hui, soit en caoutchouc, soit en papier. Les ballons de caoutchouc sont en pellicules très fines de cette substance, et ressemblent, par leur structure, à ceux qui servent de jouets : ils sont toutefois, beaucoup plus grands, et ceux qui sont destinés à atteindre de très grandes hauteurs ont, à leur départ où ils sont gonflés d'hydrogène qui ne les remplit pas complètement à la pression ordinaire, un diamètre d'environ deux mètres. On leur suspend les divers instruments qu'ils doivent emporter, et on les lâche dans l'atmosphère.

Dès qu'ils atteignent des couches où la pression est moindre, le gaz se détend, et le ballon augmente de volume ; cette augmentation est en partie compensée par la contraction que le froid croissant impose à la masse gazeuze ; mais c'est l'effet de la diminution de pression qui l'emporte, et l'enveloppe élastique du ballon augmente peu à peu de volume jusqu'à ce qu'elle éclate : alors un parachute de papier s'ouvre et ramène à terre sans accidents les instruments et leurs précieuses indications. Les enveloppes de caoutchouc peuvent ainsi atteindre, par distension du gaz intérieur, un diamètre allant jusqu'au quadruple de leur diamètre au départ. Si l'on veut enlever des récipients vides destinés à recueillir des échantillons de l'air des couches supérieures il faut augmenter la force ascensionnelle, et par conséquent le diamètre du ballon : l'opération de la fracture de la pointe du récipient de verre où doit être conservé l'échantillon recueilli de sa fermeture après remplissage se fait automatiquement à l'aide d'un petit mécanisme que déclanche le baromètre quand son aiguille indique l'altitude à laquelle on veut recueillir de l'air.

Ces ballons sont abandonnés à eux-mêmes ; ils éclatent généralement à une altitude maximum et retombent à terre. Une carte fixée au panier contenant les instruments invite celui qui le trouve à en préve-

nir la station d'origine : en Europe, ces ballons sont toujours retrouvés. Sur les océans, le problème est plus difficile, et voici comment S. A. S. le Prince de Monaco l'a résolu : au lieu d'un seul ballon il en prend deux, dont le diamètre, et par suite la force ascensionnelle, sont tels qu'à eux deux ils puissent enlever un système formé des appareils et d'une boîte lestée reliée aux instruments par une corde assez longue, tandis qu'un seul d'entre eux n'y suffirait pas. Un électro-aimant, commandé par l'aiguille du baromètre, ouvre un crochet qui lâche le ballon n° 2 quand le système des ballons-jumeaux atteint une altitude choisie d'avance. Alors, le ballon n° 1, n'ayant pas une force ascensionnelle suffisante pour supporter les appareils, tombe vers la mer.

Les appareils seraient, toutefois, perdus ou détériorés en tombant à l'eau; mais le prince a eu l'idée d'y suspendre un flotteur contenant du lest et relié aux appareils par une longue corde. Quand l'appareil arrive au contact de l'eau, le flotteur, soutenu par la poussée hydrostatique, ne charge plus le ballon restant qui peut alors, rester en l'air, soutenant les appareils au-dessus de l'eau, grâce à la corde qui les relie au flotteur. Les instruments sont ainsi à l'abri des injures de l'eau de mer, en même temps que le ballon, flottant dans l'atmosphère et retenu par le flotteur, peut être ainsi aperçu de loin, ce qui permet aux observateurs d'aller recueillir les appareils.

Les ballons sont employés pour les explorations aériennes de haute altitude. Quand on désire étudier seulement les conditions physiques de la couche inférieure de l'atmosphère, celle dans laquelle se forment la plupart des tempêtes, et qui est comprise entre zéro et 4.000 mètres, on peut, de préférence employer des cerfs-volants, dont la technique est, aujourd'hui, parfaite et qui peuvent enlever jusqu'à 6.000 mètres et au delà des appareils enregistreurs

qu'on ramène avec sécurité jusqu'au sol. Ces cerfs-volants sont du type cellulaire, souvent attelés en « trains » de plusieurs unités, et c'est un fil d'acier qui sert de corde de retenue.

Les résultats obtenus par les lancers de cerf-volants et de ballons-sondes sont déjà importants, surtout depuis qu'une organisation internationale, due au professeur Hergesell, permet de faire, dans de nombreuses stations, des ascensions méthodiquement réglées. Les ballons-sondes atteignent très facilement et dépassent la zone de 10 à 12.000 mètres ; beaucoup d'entre ceux qu'a lancés le Prince de Monaco ont dépassé 20.000 mètres. Un ballon lancé à l'obser-servatoire d'Uccle-Bruxelles en novembre 1908 atteignit 29.000 mètres ; un autre, lancé à Trappes par Teisserenc de Bort, en août 1907, parvint à l'attitude de 28.000 mètres ; enfin, le ballon du professeur Gamba, lancé à Pavie le 17 décembre 1912, descendit à 40 kilomètres de son point de départ après avoir atteint 37.700 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Les thermomètres enregistreurs de tous ces ballons, sans exception, ont apporté un résultat remarquable que traduit la figure 21 : dans les couches inférieures comprises entre zéro et 3.000 mètres ou 4.000 mètres, la température décroît, mais irrégulièrement, et le phénomène de l'inversion s'y présente, sans obéir cependant, pour ce faire, à une loi régulière. Mais une fois dépassée la couche où se produisent les perturbations, causes sans doute des irrégularités dans les variations de la température, celle-ci commence à décroître régulièrement, jusqu'à une altitude comprise entre 10.000 et 14.000 mètres. A partir de ce point, on rencontre une couche, que Teisserenc de Bort a appelée *couche isotherme*, dans l'épaisseur de laquelle la température cesse de décroître et même monte légèrement : cette couche peut avoir plusieurs kilomètres

d'épaisseur entre les niveaux A et B ; après quoi la température décroît de nouveau. Teisserenc de Bort a fait de nombreuses expériences pour déterminer

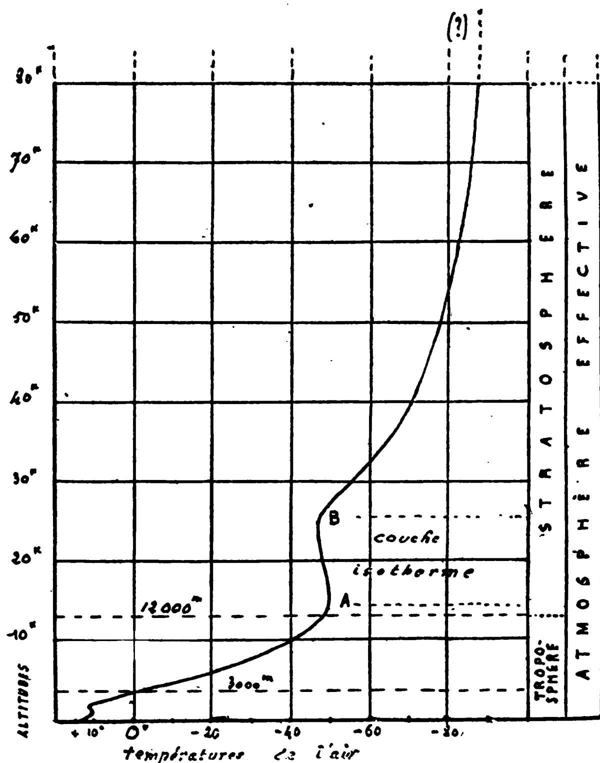


FIG. 21. — Schéma de la variation de la température de l'air suivant l'altitude.

l'altitude et l'épaisseur de la couche isotherme dont l'existence a toujours été vérifiée par l'expérience. L'altitude de la couche isotherme varie avec l'état météorologique de l'atmosphère dans la région de

l'expérience. Ainsi, lorsque la région où se fait le lancer du ballon-sonde est soumise à une forte dépression barométrique, on trouve la couche isotherme à 9 ou 10 kilomètres de hauteur ; de plus, la température y est moins basse : elle est voisine de —40° ou —45°. Au contraire, si un régime anticyclonique règne sur la région de l'expérience, le ballon-sonde ne rencontrera la couche isotherme que beaucoup plus haut, vers 14 ou 15 kilomètres, et le thermomètre y enregistrera des températures allant jusqu'à —75°.

Mais là ne se bornent pas les particularités que présente cette étude passionnante de l'atmosphère supérieure. Teisserenc de Bort et son savant collaborateur Rotch ont fait des lancers de ballons-sondes, non seulement à Trappes, mais dans la mer Baltique, dans la mer du Nord, en Laponie et dans l'Atlantique, au voisinage des tropiques, à bord des yachts *Otaria* et *Delphin*. La température la plus basse qu'aient enregistrée les appareils ne dépasse guère —80°. Mais, ce n'est pas dans les hautes couches des régions polaires qu'elle a été rencontrée : c'est au voisinage de l'équateur, et cela, dans plusieurs ascensions, alors que dans les régions polaires, la température minimum enregistrée est en moyenne de 20 à 30° moins basse que dans les régions équatoriales. Dans celles-ci, d'ailleurs, il faut monter à 16 ou 17 kilomètres pour atteindre la couche isotherme, que l'on trouve beaucoup plus bas dans les contrées froides qui entourent le pôle Nord.

A quoi sont dues ces différences ? Les puissants mouvements de convection qui enlèvent l'air surchauffé de l'équateur, en occasionnant une détente plus importante de l'air, amènent-ils, comme conséquence, un refroidissement plus considérable ? C'est là un point à élucider, c'est encore un problème à résoudre.

Mais il est impossible de ne point rapprocher de la loi de décroissance de température, à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère, la loi de la décroissance de la température de l'eau dans les océans à mesure que la sonde y atteint des profondeurs plus grandes. La figure 22 montre les variations de température de

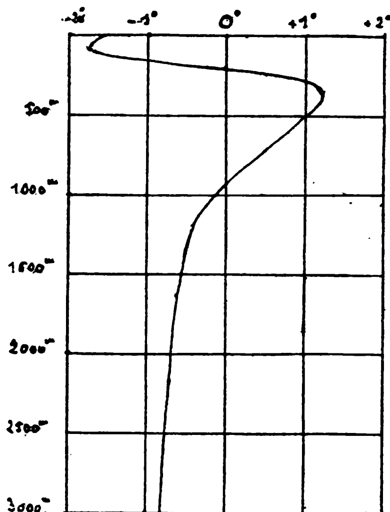


Fig. 22. — Variations de la température dans l'océan Arctique, entre la surface et 3.000 mètres de profondeur (d'après Nansen).

l'océan Arctique d'après les sondages thermométriques effectués par Nansen au cours de son immortel périple : on ne peut s'empêcher d'être frappé de la ressemblance entre les allures des deux courbes qui semblent traduire deux lois tout à fait identiques. Les deux enveloppes fluides de la lithosphère auraient-elles donc des règles communes ?

Tels sont les résultats acquis au sujet de la décroissance des températures avec l'altitude. Le thermo-

graphe a accusé —80° aux altitudes maxima atteintes par les ballons-sondes, et, sans doute, à la limite de l'atmosphère effective, à cette altitude critique de 80 kilomètres où commence la prédominance de l'hydrogène dans le gaz raréfié qui forme l'atmosphère à cette hauteur, trouverait-on la température de —100°. Mais après ? suivant quelle loi la température décroît-elle de cette valeur —100° au zéro absolu qui est la température de l'Espace avec lequel les couches terminales de l'atmosphère théorique sont en contact ? Y a-t-il, à partir de cette altitude critique de 80 kilomètres, à laquelle, sur la couche d'hydrogène qui s'y trouve, se produisent de si importants phénomènes lumineux et sonores, une modification inattendue dans la loi de décroissance de la température ? Sans doute serons-nous longtemps encore avant de pouvoir répondre à cette question.

La distribution verticale des températures dans l'air a, sur l'équilibre atmosphérique, une très grande influence : suivant que la variation en hauteur est lente ou brusque, l'équilibre de l'atmosphère est stable ou instable ; on peut aisément s'en rendre compte.

Supposons lente la décroissance de la température le long d'une verticale, et imaginons une masse d'air qui s'élève dans l'atmosphère : suivant qu'elle sera plus ou moins humide, sa température s'abaissera soit d'un degré, soit d'un demi-degré par 100 mètres d'élévation. Si nous supposons la décroissance de température lente, par exemple un tiers de degré par 100 mètres, la masse d'air qui s'élève va se trouver, du fait du refroidissement que lui impose la détente qu'elle subit en arrivant dans un milieu à pression plus faible, plus froide que les masses gazeuses au milieu desquelles elle vient de pénétrer : étant plus froide, elle sera par conséquent plus dense, tendra à redes-

cendre vers le sol et à rétablir l'équilibre un instant troublé par son bref mouvement ascensionnel. Ainsi, une lente décroissance dans la température de l'air tend à s'opposer aux mouvements ascendants perturbateurs de l'équilibre actuel.

Tout autre est le cas où la décroissance de la température avec la hauteur est rapide : si, par exemple, elle est d'un degré et quart par 100 mètres, la masse d'air qui s'élève et se refroidit en s'élevant se trouvera plus chaude que la masse qui l'environnera ; le mouvement de convection qu'elle a commencé va donc continuer en s'accentuant davantage ; il y a un appel vertical d'air qui ne cessera plus, et, une « perturbation atmosphérique » est née. De même, une masse d'air descendante serait vite plus froide que ses voisines et sa descente s'accentuerait en devenant rapide et en aidant fortement à la permanence du régime troublé. Ainsi, l'on voit l'importance que présente l'étude de la distribution des températures le long d'une verticale.

Cette décroissance de la température de l'air à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère contraint les météorologistes à une obligation. Pour comparer entre elles les températures des divers points de la Terre, il faudrait que tous les points fussent situés au même niveau, et il n'en est rien, étant donnés les accidents du relief géographique ; et les points situés sur des plateaux élevés ou des montagnes subissent, du fait même de leur altitude, une diminution de température. Si donc on veut comparer ces températures à celles des stations situées à des niveaux inférieurs, il faut, par un calcul que permet la connaissance du gradient thermométrique, les ramener à ce qu'elles seraient si l'instrument qui les mesure était rabaissé au niveau de la mer. L'expérience a montré que cette correction se fait avec une exactitude suffisante en ajoutant anx valeurs de la tempé-

rature d'une station élevée, fournies par l'observation, autant de fois six dixièmes de degré que leur altitude comporte d'hectomètres. C'est à l'aide des températures moyennes ainsi « réduites » que l'on trace les cartes d'isothermes figurant la distribution des températures sur la Terre, soit au cours d'une année, soit au cours d'un mois.

Il faut, toutefois, reconnaître qu'une telle correction n'est pas sans inconvénients. Si, d'une part, elle a les avantages de nous présenter synoptiquement la répartition des températures aux divers points du globe, ces températures étant corrigées des altérations que leur font subir les altitudes des divers points où elles sont mesurées, d'autre part, les renseignements que nous recueillons de ces cartes pourraient, si nous voulions étudier les climats et connaître les conditions *réelles* de la vie animale, de la végétation dans ces régions, nous conduire aux conséquences les plus inexactes.

Par exemple, prenons les plateaux de l'Asie Centrale, le Thibet : si nous prenons une carte des isothermes dressée pour le mois de janvier, nous y voyons que ces plateaux sont soumis à l'isotherme zéro, alors qu'on y observe fréquemment des températures bien inférieures à 30° au-dessous de zéro ; sans même aller jusqu'en Asie Centrale, nous trouvons sur notre sol français des exemples nets de la manière dont ces températures « réduites » peuvent fausser les idées relativement aux climats vrais. A Paris, par exemple, dont l'altitude n'est cependant que de 50 mètres au-dessus du niveau de la mer, la moyenne annuelle *vraie*, celle des températures qui affectent nos sens, qui nous imposent la fourrure l'hiver et le coutil l'été, est de 9°7, alors que la température réduite par le calcul, celle qui figure sur les cartes d'isothermes et les tableaux publiés par les bureaux météorologiques est de 10°, soit d'un tiers de degré plus élevé.

A Clermont-Ferrand, ville placée à 389 mètres au-dessus de la mer, la température moyenne *vraie* de l'air est 9°3, alors que la moyenne réduite par le calcul au niveau de la mer donne le chiffre 11°5, plus élevé de *deux degrés et demi* que le chiffre correspondant aux conditions climatériques réelles auxquelles sont soumis les habitants. Enfin, au Puy de Dôme, la moyenne « réelle » est, pour l'année, de 3°3, alors que la moyenne réduite par le calcul donne le chiffre de 11°5.

On voit donc que, si la réduction des températures présente certains avantages, du moins faut-il apporter la plus grande circonspection quand on l'utilise, pour l'étude des conditions réelles de la vie ou pour celle des climats.

On s'est souvent posé la question de savoir si l'homme pouvait modifier les climats?

Il est certain que certaines entreprises seraient de nature, si elles étaient réalisées, à apporter des modifications, soit locales, soit générales, aux climats terrestres. Si, par exemple, par un comblement gigantesque de son issue, on empêchait le *Gulf-Stream* de sortir du golfe du Mexique, si l'on créait au nord de l'Afrique des « mers intérieures » comme il en été souvent question, on apporterait des changements certains aux conditions météorologiques des régions intéressées.

De pareilles entreprises sont, d'ailleurs, difficiles à réaliser. Mais il en est une qui se réalise, hélas! plus facilement, c'est le déboisement des montagnes qui exerce, sur l'état atmosphérique des régions où il sévit, la plus fâcheuse influence.

CHAPITRE IX

La pression de l'atmosphère.

Comme tous les corps de la nature, l'air est pesant : par conséquent, il doit exercer une pression sur les surfaces au-dessus desquelles s'étagent ses couches successives. Cette pression est la même dans tous les sens et, à un niveau donné, sa valeur ne dépend que de l'étendue de la surface sur laquelle elle s'exerce.

L'expérience de Torricelli, en nous prouvant qualitativement l'existence de la pression atmosphérique, nous en permet, du même coup, l'étude quantitative. Elle nous fournit, tout d'abord, une notion fondamentale : celle du poids total de la couche gazeuse qui enveloppe la Terre.

En effet : on constate que la hauteur moyenne du mercure, dans le tube de Torricelli, tube que l'on a si justement appelé *baromètre*, est, au niveau de la mer, de 760 millimètres : les fluctuations qu'elle subit sont au plus de 4 ou 5 centimètres de part et d'autre de cette hauteur de 760 millimètres qui est, nous le répétons, la hauteur moyenne. Le poids de cette colonne de mercure, sur un centimètre carré, représente 1.033 grammes, soit un peu plus d'un kilogramme, et, comme il fait équilibre à la pression de l'atmosphère, on voit que la pression exercée par

celle-ci sur chaque centimètre carré est de 1 kilogramme et 33 grammes.

Nous connaissons la surface totale de la Terre : elle est, d'après les plus récentes déterminations du géodésien Helmert, de 510.100.800 kilomètres carrés ; en tenant compte de ce qu'un kilomètre carré contient dix milliards de centimètres carrés, on arrive, pour le poids total de l'atmosphère, au nombre suivant :

5.268.404.126.400.000 tonnes.

Si nous voulons donner de ce nombre une image concrète, nous chercherons le volume de cuivre qui aurait le même poids. Nous trouvons ainsi que le poids total de l'atmosphère est égal à celui de 585.378 cubes massifs de cuivre rouge, de densité égale à 9, et ayant chacun un kilomètre de côté.

La pression de l'atmosphère sur un centimètre carré est donc égale, en moyenne, à $1^{kg},033$: elle est, en chiffres ronds, de l'ordre de grandeur du kilogramme. Ce n'est pas beaucoup tant qu'on se borne à considérer son action sur un centimètre carré, mais dès que la surface pressée augmente d'étendue, la pression supportée devient considérable.

Le corps humain, en particulier, immergé dans l'atmosphère, en supporte donc la pression à raison de plus d'un kilogramme par centimètre carré. Comme la surface totale de notre corps est, en moyenne, de $1^{m2},3/4$, ou 17.500 centimètres carrés, on voit que chacun de nous supporte extérieurement une pression de 17.500 kilogrammes. « Voilà, comme disait malicieusement Haüy, de quel poids étaient chargés les anciens philosophes qui niaient sérieusement la pesanteur de l'air ».

Si nous ne sommes pas écrasés par un poids aussi considérable, c'est que l'air et les gaz qui remplissent

les cavités du corps humain, et qui sont sensiblement à la presssion atmosphérique, équilibrent cette dernière. C'est pour la même raison qu'une table n'est pas brisée par la formidable pression que l'atmosphère exerce sur elle, parce que cette même pression s'exerce par-dessous, et que les deux actions se contre-balanoent l'une l'autre.

Ce n'est pas ici le lieu de décrire par le menu les expériences classiques que l'on fait dans les cours de physique pour mettre en évidence l'importance de la pression atmosphérique : il me suffira de citer les crève-vessie, les hémisphères de Magdebourg, par exemple, pour rappeler au lecteur ces expériences et les appareils qui servent à les réaliser. Mais les applications de la pression atmosphérique se font souvent sur une échelle plus grande, et, en particulier, toutes les machines à vapeur à simple effet, qui furent employées au début du XIX[e] siècle, utilisaient la pression exercée par l'atmosphère sur la grande surface d'un piston à large section sous lequel la vapeur était condensée, pour le faire redescendre au bas de sa course avant de le soulever de nouveau par l'effet de la force élastique de la vapeur.

Les effets de la pression atmosphérique peuvent se manifester d'une manière désastreuse pour les habitations lorsque, au passage de certains météores comme les trombes, la pression diminue brusquement de valeur. L'air intérieur des habitations est, en règle générale, toujours à la même pression que l'air extérieur : c'est même pour cela que l'on peut, sans crainte de leur voir donner des indications erronées, installer à l'intérieur des appartements les baromètres destinés à nous faire connaître à chaque instant la valeur de la pression de l'atmosphère. Il y a donc, en temps normal, équilibre entre la pression extérieure et la pression intérieure de l'habitation. Mais si une trombe arrive au-dessus de la maison,

cette trombe est caractérisée par une baisse *instantanée* du baromètre, baisse qui peut atteindre plusieurs centimètres, et qui, je le répète, est caractérisée par son arrivée subite. Supposons quc cette baisse soit de 7,6 centimètres de mercure, soit un dixième de la pression atmosphérique. La pression intérieure est toujours de 76 centimètres, et n'a pas le temps de se mettre, par les fissures des portes et des fenêtres, en équilibre avec cette dépression qui arrive si instantanément. Il y aura donc, de l'intérieur vers l'extérieur, un excès de pression de 100 grammes par centimètre carré. Cela fait 100 × 10.000 grammes ou 1.000 kilogrammes par mètre carré. Dans ces conditions, les vitres et les toitures éclatent vers l'extérieur : c'est la caractéristique des dégâts causés par les trombes qui ont comme spécialité de soulever les toitures : on comprend pourquoi. C'est pour le même motif que les pavés sont parfois arrachés de terre au passage d'une trombe.

L'existence de cette « pression atmosphérique », la constance, pratiquement suffisante, de sa valeur moyenne, ont conduit les physiciens et les ingénieurs à l'adopter comme unité industrielle, les pressions dans les chaudières à vapeur, dans les récipients fermés, dans les appareils où l'on comprime des gaz ont tout de suite été mesurées en *atmosphères*. Les appareils manométriques ont été, au début, gradués de la sorte, et quand un de ces instruments indiquait une pression de 7 atmosphères 1/2, cela voulait dire que cette pression était équilibrable par une colonne de mercure d'une hauteur égale à 7 fois 1/2 76 centimètres.

Toutefois, les partisans intransigeants du système métrique ont trouvé à redire à cette unité de pression, qu'ils ne trouvaient pas assez « décimale ». Leur avis semble avoir prévalu, tout au moins dans

les essais industriels, et les épreuves de garantie de la résistance des chaudières mesurent aujourd'hui les pressions en *kilogrammes* par centimètre carré. Pour les pressions faibles, cela ne change pas beaucoup, la colonne de 76 centimètres de mercure représentant la pression, un peu plus forte de 1^{kg},033, soit un excès de 1/30e seulement.

Mais une nouvelle crise est survenue lors de l'apparition du système d'unités désigné sous le nom de système C. G. S. Dans ce système, le gramme est pris, non comme unité de *force*, mais comme unité de *masse*. Le rapport du poids, qui est une force, à la masse étant égal à l'accélération de la pesanteur, soit environ 981 centigrammes à Paris, il en résulte que l'unité de force sera 981 fois plus faible que la force représentée par le *poids* d'un masse d'un gramme, à Paris. Cette unité a reçu le nom de *dyne*.

Dès lors, on a cherché une unité C. G. S. de pression, et, cette fois-ci, l'entorse donnée aux résultats de l'observation a été moins grave que pour l'unité industrielle. La *dyne* ayant le défaut d'être trop petite pour qu'on pût prendre comme unité de pression une dyne par centimètre carré, on a choisi un de ses multiples, le *mégadyne*, soit 10^6 unités C. G. S. L'*atmosphère C. G. S.* est donc la pression d'une mégadyne par centimètre carré. La pression ordinaire de 76 centimètres serait mesurée en dynes par le nombre $1{,}0136 \times 10^6$, ou encore la pression d'un mégadyne par centimètre carré équivaudrait à celle d'une colonne de mercure de 74^{m},978, c'est-à-dire, très sensiblement 75 centimètres. En adoptant cette nouvelle « atmosphère C. G. S. » à laquelle on avait proposé de donner le nom de *barie* auquel tend à se substituer le nom plus bref mais un peu ridicule de *bar* (substantif masculin), on ne change donc que de 1/76e la valeur de l'atmosphère

anciennement usitée, et on reste dans la règle des unités internationales.

Seulement, les météorologistes « modern style », ceux qui ont l'ardeur des néophytes, veulent aller plus loin; on ne devra plus, désormais, mesurer la pression atmosphérique en centimètres ou en millimètres de mercure, ce qui avait l'avantage d'être simple, clair et facile à réaliser : il faudra graduer nos instruments en « centibars » et en « millibars » pour satisfaire à leurs ambitions. De cette façon les mesures barométriques seront moins bien comprises du vulgaire qui, dès lors, admirera peut-être davantage ceux qui se servent d'unités qui, pour lui, sont choses de science hermétique. Je crois que pendant longtemps encore, nos baromètres resteront divisés en millimètres de mercure : cela n'empêche nullement d'adopter comme unité de pression la *barie* (ou le *bar*), qui, en somme est une unité à la fois rationnelle, décimale et pratique, et qui équivaut à la pression de 75 cent. de mercure. Nous reviendrons sur ce sujet au cours de ce chapitre.

Du moment que la pression atmosphérique résulte du poids de l'air qui repose sur la croûte terrestre, comme cet air, en sa qualité de corps gazeux, obéit aux lois de Mariotte et de Gay-Lussac, on peut s'attendre à ce que la pression qu'excerce le poids de ses couches successive aille en décroissant à mesure qu'on s'élève au milieu de ces couches et qu'on en laisse un plus grand nombre au-dessous de soi. C'est ce que l'expérience, faite à l'aide du baromètre, vérifie complètement, et, comme nous l'avons dit au début de ce livre, c'est ainsi que fut définitivement établie l'existence de la pression atmosphérique dans les célèbres expériences de Blaise Pascal, à la Tour Saint-Jacques et au Puy de Dôme.

La loi de la décroissance de la pression avec l'alti-

tude est une loi qui, théoriquement, est simple, et qui, dans la pratique, est fort complexe, comme toutes les lois quantitatives qui intéressent l'atmosphère.

Si l'air conservait partout la même densité, s'il était incompressible, rien ne serait plus simple : la décroissance de la pression serait proportionnelle à la hauteur dont on se serait élevé. On peut, sans grande erreur, admettre qu'il en est ainsi dans les couches basses de l'atmosphère; on pourra donc, pourvu qu'on ne dépasse pas l'altitude de 200 mètres, tenir pour suffisamment exact que le baromètre baisse de $9^{mm},45$ chaque fois qu'on s'élève de 10 mètres.

Mais, dès qu'on dépasse 200 mètres d'élévation, une cause de non-proportionnalité intervient, du fait que chaque couche est comprimée par le poids de celles qui la surmontent et échappe à l'action compressive de celles qui sont au-dessous d'elle. L'analyse de ce fait se traduit par l'énoncé que voici : Quand on s'élève dans l'atmosphère, les pressions décroissent en progression géométrique quand les hauteurs croissent en progression arithmétique. La loi de la décroissance est donc une loi exponentielle, par suite assez simple.

Cela serait, en effet, très simple si l'atmosphère était toujours à la température zéro, et si la pression atmosphérique, au niveau de la mer, avait toujours sa valeur moyenne de 760 $^m/_m$. Mais, la température varie sans cesse dans l'air : elle varie même, s'il n'y avait pas d'autre raison, précisément du fait de l'altitude. De plus, comme nous le verrons dans un autre chapitre, les masses gazeuses de l'atmosphère, au moins dans toute l'étendue de la troposphère, ne sont jamais en repos et ces mouvements sont l'effet ou la cause des différences de pression. En outre l'atmosphère subit, du fait de la plus ou moins grande abondance de la vapeur d'eau, des variations de densité.

On voit donc combien sont complexes les données du problème qui consiste à trouver la loi, quantitativement exacte, suivant laquelle décroissent les pressions quand augmentent les hauteurs auxquelles on s'élève : il faut en effet tenir compte des pressions à la station inférieure et à la station supérieure, des températures et des valeurs de l'humidité relative que l'on y observe. Ce n'est pas tout : le baromètre mesurant la pression par le poids d'une colonne de mercure, la densité du métal liquide dont cette colonne est constituée est affectée par les variations de la température; et par les fluctuations que subit la gravité, aussi bien quand on s'éloigne du centre attractif du globe en s'élevant dans l'atmosphère que quand, en se déplaçant à la surface de la sphère terrestre, on passe dans des régions où l'intensité de la pesanteur a des valeurs différentes.

Laplace a eu ce grand mérite de résoudre le premier la question, et d'une façon tellement complète que sauf quelques modifications portant sur des coefficients qui ont, depuis ses travaux, été déterminés avec plus de précision, sa formule que l'on appelle *formule de Laplace* est encore aujourd'hui la seule qui puisse être employée quand on désire déduire avec précision de l'observation du baromètre la hauteur à laquelle on s'élève, soit sur une montagne, soit en aérostat ou en aéroplane.

Cette formule, très complexe, est donnée chaque année dans l'*Annuaire du Bureau des Longitudes* où se trouvent également des tables calculées d'avance pour en faciliter l'application. Elle est assez exacte pour que la hauteur qu'elle fournit ainsi pour les montagnes coïncident à deux ou trois mètres près, avec celles qu'on détermine par des opérations trigonométriques. Elle exprime donc bien la loi de décroissance des pressions avec la hauteur. Toutefois, les principes mêmes de la précision expérimentale ne

permettent d'en accepter les résultats que dans la limite où elle donne des résultats identiques à ceux des mesures directes faites sur des montagnes : c'est donc jusqu'à 5.000 ou 6.000 mètres au plus qu'on peut l'admettre comme rigoureusement exacte. Pour des altitudes supérieures, comme celles qu'atteignent aujourd'hui les ballons-sondes, elle donne une probabilité très grande mais non une certitude absolue.

Le problème de la mesure des hauteurs par l'observation de la pression barométrique prend, à l'époque actuelle, une importance de plus en plus grande, du fait de la conquête de l'atmosphère par l'aérostat et par l'aéroplane. Il est essentiel, pour suivre les progrès de cette conquête, de suivre avec précision les hauteurs, de plus en plus grandes, des « records » chaque jour plus intéressants, battus par les navigateurs de l'air : il faut, pour cela, pouvoir en anthentifier rigoureusement les résultats et calculer aussi exactement que possible les altitudes atteintes par les navires aériens.

Les aéronautes emportent, à cet effet, des *baromètres enregistreurs*, dans lesquels la boîte plate et vide d'air d'un baromètre anéroïde actionne une aiguille munie d'une plume qui trace sur un cylindre, tournant d'une façon isochrone, la courbe des pressions aux divers moments de l'ascension, on a ainsi un témoignage écrit de la pression minimum mesurée et, par suite, de la hauteur maximum atteinte par l'appareil.

Mais ces « barographes », d'une remarquable perfection pour les besoins ordinaires de la météorologie, présentent, quand on les applique à la mesure des grandes altitudes, un défaut inhérent au principe du baromètre lui-même : leur sensibilité décroît en progression géométrique avec la hauteur, c'est-à-dire précisément au moment où elle devrait être plus

grande, pour mesurer les petits gains des altitudes qui constituent les records. La courbe de la figure 24 montre nettement la loi de cette décroissance : on voit que, dès qu'on atteint des altitudes supérieures à 4.000 ou 5.000 mètres, la décroissance de la hautour barométrique, pour une même élévation, devient de plus en plus petite. Si on calcule cette diminution pour chaque hectomètre d'élévation, on voit que,

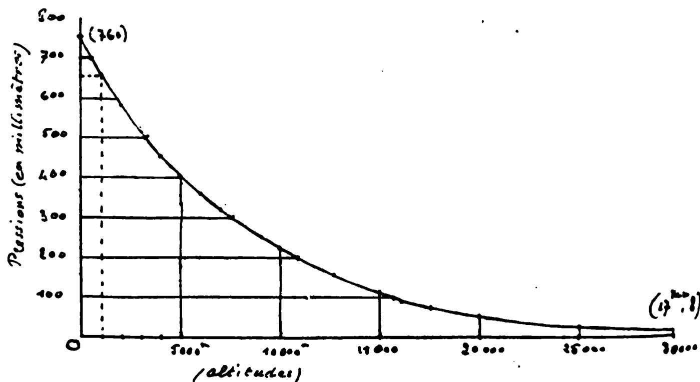


Fig. 23. — Décroissance des pressions en fonction des altitudes. (On voit que quand on monte de 2.000 à 3.000 mètres, le baromètre baisse moins que quand on monte de 0 mètre à 500 mètres).

entre 0 et 200 mètres, par exemple, le baromètre baisse en moyenne de 9^{cm},4 par hectomètre ; mais, entre 4.000 et 5.000 mètres, cette baisse n'est plus que de 5 centimètres, soit la moitié de la précédente. Cela se comprend de suite, si l'on réfléchit que mille mètres d'air à l'altitude de 5.000 mètres, supportant en moins le poids des 5.000 mètres d'air qui sont au-dessous d'eux, sont moins comprimés et par suite moins pesants que les mille mètres d'air qui, en contact avec le sol, supportent le poids de toutes les couches accumulées au-dessus d'eux. Aux grandes

altitudes, l'écart est encore plus grand : ainsi, quand on monte de 0 à 10.000 mètres, le baromètre baisse de 543 millimètres; mais si l'on fait cette ascension de 10.000 mètres, non plus à partir du sol, mais à partir de la « cote » 20.000 mètres, et qu'on monte de 20.000 à 30.000 mètres, le baromètre, au lieu de baisser de 543 millimètres, comme dans les premiers 10.000 mètres, ne baisse plus que de 44 millimètres. Alors que, dans les dix mille mètres qui se trouvent immédiatement au-dessus du sol, nous avions, pour les mesurer, une marche totale de 543 millimètres, soit, en moyenne, 54 millimètres par mille mètres d'ascension, nous ne disposons plus, pour mesurer notre route verticale entre 20 et 30.000 mètres, que d'une marche de 44 millimètres, soit 4 millimètres, en moyenne, pour mille mètres d'élévation. On voit donc que la sensibilité, et par suite la précision de la mesure, est devenue plus de dix fois plus faible. Quant aux grandes altitudes, celles de plus de 60.000 mètres, par exemple, si jamais un ballon-sonde les peut atteindre, elles seront déterminées avec plus d'incertitude encore, car entre 30.000 mètres et 60.000 mètres, le baromètre ne baisse que de 17 millimètres, ce qui représente à peine une sensibilité, bien faible, d'*un demi-millimètre pour mille mètres* d'élévation.

Dans ces conditions, la mesure de l'altitude devient incertaine : la moindre imperfection instrumentale suffit à rendre impossible l'acceptation du nombre indiqué par l'instrument, et l'épaisseur du trait qui constitue la courbe des hauteurs inscrite automatiquement par les barographes est de l'ordre de grandeur des différences de hauteur à mesurer.

Il y a cependant un moyen d'avoir, pour mesurer les hauteurs, un instrument de sensibilité constante. Je crois en avoir trouvé le principe, et je l'ai indiqué dans un travail que M. Deslandres, le savant directeur

de l'Observatoire de Meudon, a présenté à l'Académie des Sciences en décembre 1908 : ce principe est celui du *gravimètre*.

Considérons, en effet, un corps suspendu à un dynamomètre sensible et précis, dont on puisse lire ou enregistrer à chaque instant l'indication : le dynamomètre indique, à un moment donné, le *poids* du corps à l'endroit où il se trouve, c'est-à-dire l'attraction que la terre exerce sur lui. Mais cette attraction varie en raison inverse du carré de la distance ; si l'on fait le calcul de la diminution *relative* de cette attraction avec la hauteur, on trouve que cette diminution s'exprime par une formule simple, et qu'elle est proportionnelle à l'altitude atteinte, dans les limites où l'on peut négliger le carré du rapport de cette altitude au rayon de la Terre : jusqu'à 60.000 mètres, il en est ainsi, car à cette hauteur-là, le rapport de l'altitude au rayon terrestre est 1/100e, et son carré est *un dix-millième*, quantité qu'on peut négliger dans des mesures de cette sorte. A 10.000 mètres, la proportionnalité est exacte à moins de 1/300.000e. On a donc là le principe d'un appareil altimétrique de sensibilité constante. Pour donner une idée de l'ordre de grandeur des indications qu'il pourra fournir, je rappellerai que, de la base au pied de la Tour Eiffel, dont la hauteur est de 300 mètres, le poids d'un corps subit une diminution apparente de 1/10.000e. Cela donne, proportionnellement, 1/1.000e pour 3.000 mètres et 1/100e pour 30.000 mètres. On voit donc que la détermination gravimétrique des hauteurs, par un appareil de sensibilité constante, n'est pas impossible.

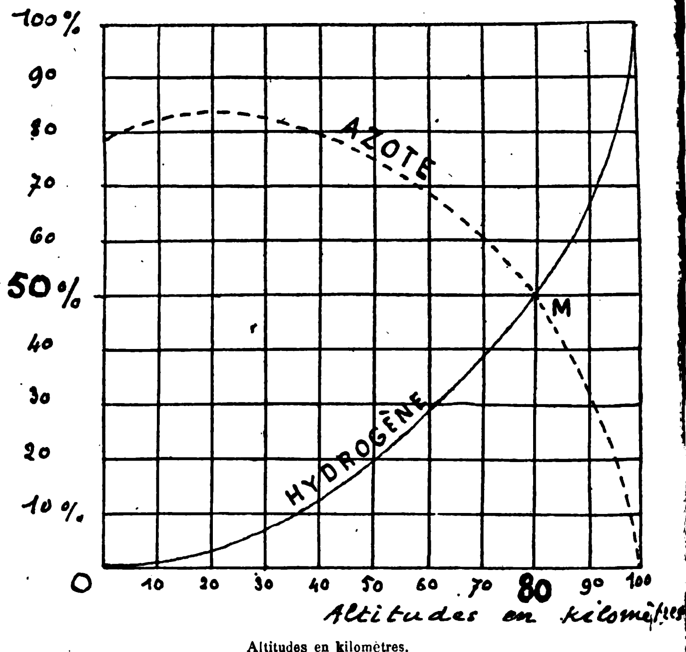
A 60.000 mètres de hauteur, la pression théorique ne doit plus être que $0^{mm},41$, c'est-à-dire qu'elle est inférieure à un demi-millimètre. A cette altitude de 60 kilomètres, l'air est donc aussi raréfié qu'il l'est, dans un laboratoire, sous la cloche des machines

pneumatiques, quand celles-ci ont réalisé leur maximum de vide. C'est, comme nous l'avons vu, à une altitude de 75 à 80 kilomètres que commence, d'après les vues nouvelles des physiciens, la région de discontinuité dans la constitution de l'atmosphère; à cette hauteur, la pression totale de l'air qui s'y trouve n'est pas d'un quart de millimètre, et 50 °/₀ de cet air sont constitués par de l'hydrogène. A 90 kilomètres, on aurait, dans la dose infinitésimale d'air que comporte cette altitude, 70 °/₀ d'hydrogène, et à 100 kilomètres, 99 1/2 °/₀ d'hydrogène, 4/10 °/₀ d'hélium et 1/10 °/₀ d'azote : l'oxygène, à cette hauteur, doit faire complètement défaut. Les gaz « rares », comme l'argon, le néon, le kripton, le xénon, étant donnée la valeur numérique élevée de leur poids atomique, ne peuvent plus exister qu'à l'état de traces infinitésimales à partir de l'altitude de 20 kilomètres, et disparaissent complètement à partir de 50 kilomètres.

Ces résultats, relatifs à la composition de l'air aux hautes altitudes, sont déduits de la théorie : nous avons déjà eu l'occasion de les mentionner au chapitre II ; mais il est utile d'insister sur l'intérêt puissant qu'il y aurait à les vérifier par l'expérience. Un ballon-sonde a déjà atteint l'altitude de 37.000 mètres : serait-il donc impossible à un appareil semblable, sinon d'arriver à 100 kilomètres, du moins d'atteindre cette mystérieuse région de la haute atmosphère, région où commence « la fin de l'azote », et qui marque la limite supérieure de ce que j'ai appelé « l'atmosphère effective »? Autrement dit, ne peut-on pas espérer avoir de l'air recueilli automatiquement à 70 ou 80 kilomètres de hauteur? Alors seulement nous aurons des idées, basées sur des faits, relativement à la constitution gazeuse de ces régions élevées, et nous pourrons essayer des explications au sujet des phénomènes dont ces zones paraissent être le siège.

J'ai traduit en courbes (fig. 24) les résultats de la

théorie relativement à la proportion, en centièmes, de l'hydrogène et de l'azote, aux différenles altitudes de l'atmosphère : l'azote passe par un maximum entre la hauteur de 20 à 30 kilomètres, et sa proportion



Altitudes en kilomètres.

FIG. 24. — Proportions relatives de l'hydrogène et de l'azote dans l'air atmosphérique aux différentes altitudes.

décroît presque jusqu'à la valeur zéro pour l'altitude de 100 kilomètres, à laquelle la proportion d'hydrogène est, au contraire, presque de 100 pour 100. Si l'on admet que l'accroissement de l'un et la diminution de l'autre de ces gaz soient continus, on voit que les deux courbes se doivent rencontrer. Or, c'est ici le fait important qui découle de l'examen de la

figure : le point d'intersection M des deux courbes, c'est-à-dire le point qui marque la hauteur à partir de laquelle le peu d'air qui reste est plus riche en hydrogène qu'en azote, se trouve précisément sur l'ordonnée qui correspond à cette altitude de 80 kilomètres, dont les phénomènes optiques et les phénomènes de réflexion sonores nous ont signalé les propriétés particulières !

Ainsi, voilà, dans l'atmosphère, une région que des phénomènes observés, d'une part, que des considérations théoriques, d'autre part, nous signalent comme singulière : sans doute, avons-nous dit, cette région marque-t-elle la fin de notre « atmosphère effective ». Son étude est donc du plus haut intérêt ; elle constitue un « problème » au premier chef, et ce ne sera pas trop de toutes les ressources de l'optique, de l'acoustique, du magnétisme et de l'électricité pour en aborder la solution.

Mais, peut-être, serons-nous alors récompensés de nos peines par les lumières nouvelles que cette solution jettera sur bien des questions, actuellement encore bien obcures. Et nous pourrons nous demander ce qui se passe au delà de notre atmosphère effective, dans les couches où il n'y a plus que de l'hydrogène et de l'hélium, et qui vont, par une décroissance du peu de molécules gazeuses qu'elles renferment, se raccorder avec le vide de l'Espace infini.

Nous avons dit, au commencement de ce chapitre, que les météorogistes modernes proposaient, après avoir adopté comme unité de pression le *bar* ou atmosphère C. G. S. (749,78 millimètres de mercure), de ne plus employer les millimètres de mercure pour mesurer la pression, mais bien d'exprimer celle-ci en fractions décimales du bar : décibars, centibars, et millibars. Nous avons dit quelles difficultés présenterait l'adoption d'une telle proposition au point

de vue des usages courants de la vie pratique, pour lesquels, a, précisément, été adopté le système des mesures métriques usuelles.

Il est juste d'ajouterque dans l'esprit du professeur Bjerknes, de Christiania, qui a pris l'initiative de cette proposition, c'est en vue des travaux des savants et des Instituts spéciaux qu'elle est faite. Or les publications de ces Instituts sont destinées aux spécialistes et non pas au grand public, et il y a tout intérêt à leur fournir directement les données de pression sous la forme la plus commode pour les calculs de dynamique atmosphérique, c'est-à-dire en unités C. G. S., ou en multiples ou sous-multiples de celles-ci; de cette façon, on n'introduit dans les calculs aucun coefficient parasite, à condition que toutes les quantités, autres que la pression, qui interviennent dans les calculs, soient elles-mêmes exprimées en unités C. G. S. correspondantes.

En ce qui concerne le public, le *Carnegie Institute* a publié déjà, sous la direction du Dr V. Bjerknes, des tables de transformation permettant de faire par simple lecture la conversion des millimètres de mercure en millibars et réciproquement : ce ne sera donc que dans les mémoires originaux relatifs à la dynamique de l'atmosphère que l'on aura à faire usage des nouvelles unités proposées.

Mais il y a une seconde proposition du Dr V. Bjerknes qui mérite d'attirer l'attention des physiciens : le savant professeur demande également « que les hauteurs dynamiques qui représentent le potentiel gravitaire soient exprimées, non en mètres ordinaires, mais en *mètres dynamiques* ». Voici ce qu'il faut entendre dans ce sens : dans les études de dynamique atmosphérique, il est indispensable de prendre, en un point donné du globe, des axes de coordonnées qui soient choisis spécialement en vue de ces recherches. Deux de ces axes, perpendiculaires entre eux, seront dans le plan

horizontal tangent, au point considéré, à la surface du géoïde; le troisième sera perpendiculaire au plan des deux premiers. Mais, sur ce troisième axe, les hauteurs géométriques doivent être remplacées par celles qui correspondent à des surfaces équipotentielles au point de vue de la pesanteur : ces surfaces dans une petite étendue, peuvent être considérées comme des « plans équipotentiels », et deux plans consécutifs seront, par exemple, à une distance telle, l'un de l'autre, que le travail de la pesanteur, pour faire passer l'unité de masse de l'une à l'autre, soit égal à 10^5 unités C. G. S. ou *ergs*. C'est cette distance qui constitue l'unité *métrique dynamique*.

On voit immédiatement que la distance mètrique de deux plans consécutifs, exprimée, cette fois, en mètres ordinaires, variera d'un lieu à un autre de la terre, et ne sera pas la même à l'équateur qu'au pôle, puisqu'en ce dernier point la pesanteur est plus forte qu'à l'équateur. On voit aussi que cette distance variera sur une même verticale : on aura donc là une unité de mesure essentiellement variable. Au point de vue dynamique, l'adoption de cette unité est parfaitement rationnelle, puisque dans les calculs de dynamique atmosphérique, ce qui intervient, c'est précisément le travail de la pesanteur pour faire passer l'unité de masse d'un plan équipotentiel à un autre. Mais au point de vue de la commodité pratique, il n'en est pas de même, et cette unité restera à l'usage exclusif des savants spécialisés dans ce genre de recherches, et encore sous la condition qu'ils possèdent les tables de conversion des mètres dynamiques en mètres ordinaires.

Tout en reconnaissant l'intérêt de la proposition au point de vue scientifique, le professeur Lagrange, de Bruxelles, fait justement remarquer que le nom de *mètre dynamique* paraît fort impropre et peu logique. Pourquoi, dit-il avec raison, ne pas appeler cette unité

dérivée de l'unité C. G. S. qui est l'erg et qui est égale à 10^5 ergs, un *centi-Joule*? ce nom lui convient essentiellement, puisque l'unité pratique de travail adoptée par les électriciens, le *Joule*, vaut 10^7 ergs.

Le fait de la diminution logarithmique des pressions quand on s'élève dans l'atmosphère a les plus importantes conséquences au point de vue des conditions mêmes de la vie dans les couches supérieures.

Quand l'homme parvient à s'élever à une hauteur considérable, quand il atteint la hauteur de 10.600 mètres, comme l'a fait en établissant ainsi un « record du monde », le Dr Berson, de Berlin, il ne respire plus dans les conditions normales : la pression atmosphérique à cette altitude n'est plus que le quart de ce qu'elle est au niveau du sol ; l'air ne fournit donc aux poumons, au maximum, que le quart de la dose d'oxygène qu'ils sont habitués à inspirer à la surface de la Terre.

Mais il ne leur fournit même pas cette ration, déjà bien réduite, d'un quart : à 10.000 mètres d'altitude, en effet, l'oxygène n'entre plus que pour 18 °/₀ dans la composition de l'air atmosphérique, alors que l'azote y est pour près de 82 °/₀, que l'hydrogène s'y trouve en petite quantité mesurable et que l'hélium commence à y apparaître : ce n'est donc environ que la cinquième partie de la dose coutumière d'oxygène que l'air, à 10 kilomètres de hauteur, offre à nos poumons.

Il n'est, dès lors, pas surprenant de voir ceux qui cherchent à atteindre les fortes altitudes éprouver des malaises qui, lorsqu'ils ne sont pas combattus par des mesures préventives efficaces, peuvent amener la mort, comme cela s'est vu, notamment dans la catastrophe du ballon le *Zénith* où deux aéronautes sur trois, Sivel et Crocé-Spinelli, périrent, du fait même de la raréfaction de l'air dans la région que leur aérostat avait atteinte.

Ces symptômes morbides étaient connus, de tout

temps, de ceux qui faisaient des ascensions à pied, et l'ensemble de leurs manifestations avait reçu le nom de *mal des montagnes*. Ce mal commence à se faire sentir à des hauteurs qui sont variables suivant le tempérament des divers individus, variables aussi suivant le climat de la région où se trouve la montagne dont on fait l'ascension. Dans nos climats, dans les Alpes françaises ou suisses, par exemple, on en éprouve les premiers effets vers l'altitude de 3.000 mètres, alors que dans les montagnes de l'Amérique du Sud, on en est souvent exempt aux altitudes de 4.000 mètres.

Longtemps, on a attribué à la fatigue musculaire de l'ascension la venue du mal des montagnes : mais il faut se demander si cette fatigue spéciale est, dans le cas qui nous intéresse, une cause ou un effet. Des voyageurs ont été transportés, sans avoir d'efforts à faire, jusqu'à près de 4.000 mètres de hauteur, et, du seul fait de l'altitude et de la diminution de pression de l'air, leurs mouvements se trouvaient ralentis : on conçoit donc que, si la fatigue de l'ascension prépare l'arrivée du mal, inversement, le défaut de pression, en rendant les mouvements moteurs plus difficiles, accroît la fatigue que l'excursionniste éprouve à les exécuter.

D'ailleurs, une démonstration de ce que nous venons de dire nous est fournie par les voyages en ballon, voyages au cours desquels l'aéronaute, emporté par son véhicule aérien, n'a pas à développer d'efforts moteurs. Eh bien ! en ballon aussi, le mal des montagnes se manifeste nettement, seulement il n'apparaît, sans doute en raison de l'absence d'une fatigue concomitante, qu'à partir de 5.000 ou 6,000 mètres d'altitude, alors que dans les Alpes, on en sent les effets dès qu'on atteint la hauteur de 3.000 mètres.

Les progrès de la navigation aérienne ont donné une grande importance aux études relatives à l'in-

fluence de la diminution de pression sur les conditions de la respiration et de la vie. Des expériences très remarquables ont été faites dans des ascensions scientifiques effectuées par des médecins et des physiologistes en compagnie d'aéronautes expérimentés. Le Dr J. Soubies, qui a étudié très à fond cette question, a même pris son brevet d'aéronaute et se trouve ainsi qualifié au premier chef pour ce genre d'études. Il a décrit, d'une façon aussi précise que saisissante, les symptômes du « mal de ballon »; voici le tableau qu'il en en trace :

« Dès qu'il atteint une altitude supérieure à 4.000 mètres, l'aéronaute s'aperçoit vite que sa force musculaire a diminué, qu'il se fatigue et que la manœuvre du lest, si simple près de terre, devient un travail pénible. En même temps, il commence à ressentir des bourdonnements d'oreilles, des battements aux tempes : s'il examine son pouls, il le trouve accéléré. L'altitude augmente-t-elle? La faiblesse croît, la tête est lourde, les articulations des genoux deviennent douloureuses; il y a des palpitations cardiaques, de la congestion de la face, enfin, la torpeur est plus manifeste et les membres inférieurs s'engourdissent. Si le ballon s'élève encore. les nausées et les vomissements apparaissent vers 7.000 mètres, l'impotence fonctionnelle s'étend aux membres supérieurs; le seul fait de se baisser suffit à déterminer une syncope, suivie d'un long évanouissement. Vers 8.000 mètres, en moyenne, la somnolence s'accentue, la langue se paralyse, l'aéronaute est pris de tremblements et une sensation de froid l'envahit; son esprit est encore lucide, mais déjà le jour s'obscurcit, la nuit devient complète. Si le ballon monte toujours, des filets de sang s'écoulent par les narines et les commissures des lèvres, la face est violacée et les lèvres sont tuméfiées et bleues; la paralysie est complète, le rythme respiratoire

insensible. Alors, cet engourdissement total, cet oubli des choses extérieures se transforment en un sommeil invincible qui peut, dans des cas heureusement rares, lentement, progressivement, faire place à la mort »[1].

Tels sont les effets que produit graduellement sur les organes l'abaissement progressif de la pression à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère. Evidemment, le défaut de pression n'est pas la seule cause qui intervienne pour produire cette « torpeur » et cette « invincible somnolence » dont parle le Dr Soubies : la température de l'air diminue très vite, à mesure que l'altitude augmente; vers 10.000 mètres de hauteur, on rencontre des températures de 30° au-dessous de zéro et même davantage. On sait que le froid seul peut provoquer un engourdissement suffisant pour paralyser les efforts moteurs : les désastres de la retraite de Russie en sont un exemple historique.

Cependant, le froid, s'il collabore activement à l'apparition de ces redoutables malaises, est loin d'en être la cause unique : le manque d'oxygène est un des principaux facteurs de ce terrible « mal de ballon ». Paul Bert, en même temps qu'il l'a prouvé par des expériences indiscutables, a, du même coup, indiqué le traitement à suivre pour y remédier; cela consiste à pratiquer des inhalations d'oxygène pur à partir du moment où l'on dépasse l'altitude de 4.000 mètres : un dispositif de masque nasal et buccal permet de réaliser facilement la chose. C'est en suivant rigoureusement ces prescriptions qu'ont pu être faites les ascensions de grande hauteur de MM. Balsan, Soubies, Senouque et Bienaimé, qui détiennent le record français de l'altitude en ballon sphérique par le chiffre de 9.800 mètres (9 avril 1911), de

1. Dr Jacques Soubies, pilote de l'Aéro-Club : *Physiologie de l'Aéronaute*, 1 vol. in-8°. Paris, Steinheil, 1907.

MM. Berson et Süring, de Berlin, qui détiennent le « record du monde », avec l'altitude de 10.600 mètres qu'ils ont atteinte le 30 juillet 1901.

Indépendamment du manque d'oxygène, l'abaissement de la pression peut déterminer des arrêts sanguins dans les vaisseaux des poumons, et peut occasionner également, par un défaut de fonctionnement du rein, des accidents d'urémie. Ajoutons que l'acuité de la vision est très accrue aux grandes altitudes. En revanche, comme nous l'avons dit en parlant de l'acoustique de l'atmosphère, l'émission de la voix est faible, étant produite dans un milieu de petite densité, et l'audition y est altérée : d'une façon générale, la sensibilité est fortement réduite.

Si, au lieu de voyager en ballon, où il n'a que peu d'efforts musculaires à faire, le navigateur aérien voyage en aéroplane, les conditions sont absolument différentes : il lui faut une attention de tous les instants pour assurer la direction et même l'équilibre de son oiseau artificiel; il doit dépenser une énergie musculaire appréciable pour manier son volant et ses leviers; il est donc indispensable que sa sensibilité demeure intacte, il est essentiel que ses « réflexes » ne soient pas ralentis.

Mais l'aviateur a contre lui, outre le double effort de tête et de muscles qu'il a à dépenser, une autre cause de mal : c'est la rapidité de son ascension ou de sa descente, c'est-à-dire la rapidité avec laquelle il passe d'un milieu à pression normale à un milieu où la pression est faible, et inversement. Aujourd'hui que l'altitude de 4.000 mètres a été souvent dépassée et que celle de 6.000 mètres a été atteinte, ces considérations deviennent plus importantes que jamais, surtout si l'on réfléchit qu'un aviateur met à peine 30 minutes à descendre de 4.000 mètres au niveau du sol.

Aussi, pour toutes ces causes, indépendamment des

bourdonnements d'oreilles, qui sont les mêmes que ceux qu'on éprouve en ballon, l'aviateur éprouve-t-il une angoisse et un essoufflement particuliers; la sensation du froid est beaucoup plus pénible qu'en sphérique, à cause de la vitesse propre de l'avion, vitesse qui dépasse couramment 100 kilomètres à l'heure. A la descente en vol plané, où la distance parcourue verticalement atteint 500 mètres à la minute, l'angoisse augmente, ainsi que les bourdonnements d'oreille; les battements du cœur sont plus énergiques et la somnolence devient parfois tellement grande qu'il faut à l'aviateur une volonté presque surhumaine pour en triompher. La torpeur, la somnolence, le mal de tête subsistent après l'atterrissage : on est parfois obligé de « porter » les aviateurs à leur descente d'aéroplane, et l'on peut alors constater chez eux une augmentation considérable de la tension artérielle.

Indépendamment de l'action provoquée sur l'organisme de l'aviateur par la diminution de la pression extérieure, il faut considérer son action sur le fonctionnement de l'avion lui-même. Le vol de l'oiseau artificiel, en effet, dépend étroitement de l'air ambiant et de sa constitution : quand la pression n'est plus que la moitié de ce qu'elle est au niveau du sol, l'air ne fournit plus au moteur, pour en assurer les explosions, que la moitié de l'oxygène qu'il mettait à sa disposition au moment du départ.

De plus, dans les couches élevées de l'atmosphère, par suite de la diminution de pression, il y a diminution de densité de l'air, et, par conséquent, diminution de sa résistance. Les conditions d'équilibre dynamique des machines volantes sont, dès lors, changées. Il y a là toute une série de recherches à faire tant au point de vue théorique qu'au point de vue expérimental, pour arriver à la solution complète du problème de la navigation aérienne.

CHAPITRE X

Les variations de la pression atmosphérique

On peut dire justement que le baromètre est le pouls de l'atmosphère : c'est, en effet, en en suivant les incessantes variations que les physiciens se trouvent avertis des changements qui s'effectuent ou se préparent dans l'océan aérien qui nous baigne, comme le médecin, dans les variations du pouls de son malade, trouve de précieuses indications sur l'état de celui qu'il s'efforce de ramener à la santé.

Le baromètre est, en effet, en continuelle variation : que ce soit le mercure du tube de Torricelli, l'aiguille de l'anéroïde ou la plume de l'enregistreur, toujours l'organe sensible accuse, par ses mouvements incessants, les vicissitudes que subit à chaque instant la pression atmosphérique. Les premiers physiciens eurent vite fait de constater ces perpétuelles fluctuations ; même au début, alors que la mesure de la hauteur de mercure était peu précise, ils s'aperçurent qu'il y avait une corrélation de cause à effet entre l'état du temps et les indications du baromètre : ce fut la naissance de la Météorologie.

Quand on suit attentivement la marche du baromètre, soit par des observations répétées d'heure en heure, soit en examinant la courbe d'un appareil

enregistreur, on constate que la pression atmosphérique est soumise à deux sortes de variations. Les unes sont irrégulières et accidentelles, les autres sont régulières. Le premier cas se produit suivant l'état variable de l'atmosphère, état dont nous ne connaissons pas encore la loi de périodicité (si cette loi existe), suivant que l'on est sous un régime de beau temps ou de tempête.

La hauteur barométrique la plus élevée qui ait été observée, hauteur réduite par le calcul à ce qu'elle serait si l'instrument avait été placé au niveau de la mer, est celle qui fut observée à Irkoutsk, en Sibérie, le 14 janvier 1893 : elle est de 807 millimètres, En revanche, la plus faible hauteur barométrique constatée est celle qui accompagna le cyclone de La Havane en 1846, cyclone au centre duquel le baromètre descendit à 687 millimètres. La différence entre ces deux valeurs extrêmes est de 120 millimètres, et représente l'écart maximum que peut subir le baromètre à la surface du sol terrestre, du fait des variations de l'état de l'atmosphère. Si l'on se borne à une seule station, l'écart total est moins grand, tout en pouvant atteindre des valeurs importantes ; ainsi à Paris, entre la haute pression de 781 millimètres du 6 février 1821 et la basse pression de 713 millimètres observée le 20 décembre de la même année, on a un écart de 68 millimètres.

Indépendamment de ces variations irrégulières, la pression atmosphérique subit des variations régulières et périodiques, dont les plus caractéristiques sont les variations diurnes. Ces variations, de très faible amplitude dans nos climats, sont au contraire très sensibles dans la région équatoriale où elles sont assez importantes pour être accusées avec une grande netteté par les baromètres enregistreurs. Il y a chaque jour deux maxima et deux minima ; les deux maxima ont lieu vers 10 heures et 22 heures ; les minima se

produisent à 4 heures et à 16 heures. Sous l'équateur, la différence entre le maximum et le minimum peut atteindre et même dépasser deux millimètres ; sous nos climats, les amplitudes des écarts sont si faibles qu'on ne peut les mettre en évidence que par des observations de grande précision faites sur des baromètres à mercure, et par l'examen des moyennes mensuelles calculées pour les différentes heures du jour. Comme à l'équateur, la pression montre chaque jour, dans nos régions, deux maxima et deux minima; mais les heures auxquelles ils se manifestent n'ont pas la régularité chronométrique qui les caractérise dans la zone équatoriale, et varient suivant la saison: le maximum et le minimum du matin ont lieu plus tôt en été, tandis que le maximum et le minimum du soir s'y manifestent plus tard. L'amplitude de ces variations, plus grande au centre des continents, est d'autant plus faible qu'on est plus loin de l'équateur.

Quelle est la cause de ces variations diurnes de la pression ? La question reste encore à résoudre, et les explications que l'on a données du phénomène sont essentiellement hypothétiques. S'inspirant de ce que les mathématiciens ont fait pour la théorie des marées, dans laquelle on décompose le phénomène en une série de mouvements ondulatoires élémentaires, on a proposé, pour expliquer la double oscillation du baromètre au cours de chaque période de 24 heures, de faire intervenir deux « ondes » : l'une de période semi-diurne et l'autre de période diurne. Au point de vue du calcul, le phénomène peut s'expliquer de la sorte, mais c'est, si j'ose ainsi dire, « reculer pour mieux sauter ». Il faut trouver les causes de ces ondes diurnes et semi-diurnes, et cette cause est loin d'être connue.

En ce qui concerne l'onde diurne, les choses vont assez facilement : il suffit d'envisager l'effet de la variation diurne de la température, provenant du maxi-

mum quotidien de l'échauffement de l'air par le Soleil.

Imaginons une masse d'air contenue dans un récipient fermé : si cet air est échauffé, son échauffement a lieu, sensiblement, à volume constant, et par conséquent toute augmentation de température s'y traduira par une augmentation de pression. Evidemment, à l'air libre, les choses ne vont pas identiquement, mais il y a cependant, dans le cas qui nous occupe, des points de ressemblance. Les couches qui sont en contact avec la Terre s'échauffent le plus sous l'action des rayons solaires ; ne pouvant se dilater par en bas, empêchées qu'elles en sont par la rigidité du sol sur lequel elles reposent, ne pouvant pas davantage se dilater latéralement, puisqu'elles sont en contact, par leurs côtés, avec des couches d'air qui se dilatent de façon identique à la leur, elles subiront, du fait de la température croissante, un mouvement ascendant. Pour monter ainsi, l'air refoule les couches qui le surmontent et qui, loin du sol chaud, n'ont pas encore bénéficié de son action thermique. Ces couches supérieures agissent donc, au moins pendant un certain temps, comme un « couvercle » résistant, et, finalement, la pression de l'air inférieur commence par monter, comme s'il était en vase clos.

Mais une fois le « couvercle » soulevé, c'est-à-dire une fois vaincue l'inertie des masses d'air surjacentes, le mouvement ascendant s'établit, il y a convection, la pression baisse pour atteindre son minimum dans le milieu de l'après-midi ; puis le cycle recommence. Cette explication simple et très admissible de l'onde diurne est due au maréchal Vaillant.

Mais, en ce qui concerne l'onde semi-diurne, il est moins aisé de faire intervenir l'action thermique des rayons du Soleil, et l'on peut justement se demander si l'on ne se trouverait pas là en présence d'une action attractive, régie par la loi de Newton, et qui proviendrait de l'attraction des masses du Soleil et de la

Lune sur les masses d'air, produisant ainsi une *marée atmosphérique* comme elles produisent sur les eaux des mers une marée océanique.

Seulement, dans ce cas-là, l'action de la Lune serait prédominante à cause de la proximité de sa masse et la période de l'onde lunaire semi-diurne serait de 24 h. 50 minutes et non de 24 heures. A cela les savants qui soutiennent la théorie de la marée atmosphérique répondent que, dans certains cas de marée océanique, par exemple dans certaines îles du Pacifique, il n'y a qu'une marée par jour et qu'elle est manifestement de périodicité solaire et non lunaire, attendu que cette période est de 24 heures exactement, et non de 24 h. 50 minutes, comme ce serait le cas pour une marée où l'action lunaire serait prépondérante. De plus, dans le cas de l'atmosphère, beaucoup plus fluide que l'eau des mers, l'amplitude de l'onde diurne, due à l'échauffement solaire, c'est-à-dire à une cause qui agit plus intensivement sur les mouvements convectionnels de l'air, doit l'emporter sur l'onde semi-diurne, et celle-ci, en se superposant à l'onde diurne, ne ferait alors qu'en modifier l'allure en imposant à la courbe qui la figurerait sa double ondulation.

L'action attractive de la Lune, deux fois plus grande que celle du Soleil, « doit » pourtant se manifester par des effets mesurables : mais il semble que l'action de notre satellite s'exerce surtout par des déplacements généraux des masses d'air sur de vastes étendues, bien plutôt que par des oscillations régulières de la courbe barométrique en une station déterminée. Dans ces conditions, puisqu'on étend le champ de la recherche dans « l'espace », il était rationnel de l'étendre aussi dans le « temps ». C'est à ce point de vue que s'est placé l'ingénieur Antoine Poincaré, en cherchant l'effet que pouvait avoir l'at-

traction de la Lune sur le déplacement des vents alizés. L'attraction lunaire s'exerce plus efficacement sur les masses atmosphériques de densité plus forte qui sont accumulées aux centres anticycloniques de hautes pressions qui ont leur siège permanent au-dessus des océans, aux latitudes de 30° : le déplacement de ces centres sous l'effet de l'attraction lunaire doit suivre les mouvements en déclinaison auxquels est soumis notre satellite, et il doit en résulter une fluctuation correspondante de la zone des calmes dits « équatoriaux » qui marque la séparation entre les régions des alizés N.-E. et S.-E.

Ces études ont été poursuivies depuis par M. Garrigou-Lagrange, qui a réussi à montrer que l'atmosphère éprouve dans l'hémisphère nord, de part et d'autre du 30e degré de latitude, un mouvement d'oscillation correspondant au mouvement de la Lune en déclinaison, de telle manière que les pressions sont plus basses en Lune boréale qu'en Lune australe au-dessous du 30e parallèle, et inversement au-dessus.

C'est également sur des considérations de cet ordre que doivent être basées les recherches faites en vue d'expliquer l'origine de la marée atmosphérique diurne. Déjà on a cru constater sur le 10e parallèle de l'hémisphère nord l'existence d'une onde barométrique diurne, qui semble nettement dépendre de l'angle horaire de la Lune, mais dont la phase est fonction de la déclinaison de l'astre. Et il semble actuellement très probable que l'influence des mouvements de la Lune sur les masses d'air de l'atmosphère se manifeste, dans la marche diurne du baromètre, par des ondes dont la situation et l'amplitude dépendent des différentes phases de révolution de la Lune et du Soleil. Les ondes lunaires sont à peu près exclusivement diurnes ; leur amplitude est, au nord de notre hémisphère, supérieure à celle de l'onde diurne solaire.

La situation de l'onde diurne lunaire varie avec la position de la Lune sur son orbite, mais elle varie aussi avec la situation générale de l'atmosphère. Dès lors, si l'on tient compte de cette double cause de variation, l'expression analytique des ondes lunaires peut rentrer dans la théorie générale des marées, à la condition de donner, dans les formules, la prépondérance au terme diurne, qui est, au contraire, moins important dans l'étude des mouvements rythmiques de l'Océan, surtout dans les mers européennes.

Et l'on comprend alors pourquoi les météorologistes et les mathématiciens n'ont pas vu, jusqu'ici, leurs études dans ce sens couronnées de succès. C'est que les premiers, statisticiens surtout, ont cherché uniquement à compiler des moyennes générales dans la superposition desquelles disparaissent les ondes cherchées, cependant que les seconds se laissaient guider par une assimilation illégitime entre les ondes océaniques et les ondes atmosphériques, qui sont, au contraire, très différentes.

Il est un facteur atmosphérique qui varie parallèlement à la pression barométrique, et qui en suit les fluctuations diverses par des fluctuations absolument synchrones, mais de sens contraire : je veux parler de l'intensité du vent ou, tout ou moins, de sa composante verticale.

On n'étudie généralement le vent qu'au point de vue de sa direction horizontale : c'est absolument insuffisant. Le vent, dont la cause première est dans les différences de pression entre deux points de l'atmosphère, n'est autre que le mouvement des masses d'air allant des régions où la pression est élevée vers celles où la pression est plus basse. Ce mouvement suit naturellement, même au-dessus des mers, la pente des surfaces isobares, dont l'inclinaison et la

distance plus ou moins grande règlent son intensité par la valeur plus ou moins élevée du *gradient barométrique*, gradient « statique » s'il est considéré par rapport aux surfaces de niveau régulières, gradient « dynamique » s'il est considéré par rapport à ces surfaces déformées par les mouvements d'ensemble de l'atmosphère; de plus, la non-horizontalité de la surface du sol terrestre, hérissé d'accidents géographiques, sauf au-dessus des mers, impose aux masses d'air, même qui se déplaceraient horizontalement, des déviations dans le sens vertical. La vitesse du vent a donc à chaque instant une composante verticale, et, à cette époque de conquête de l'air par l'aéroplane, l'étude de ces mouvements verticaux s'impose par nécessité, si les savants n'en éprouvaient pas la curiosité au point de vue purement scientifique.

C'est dans les observatoires installés en Asie orientale par les PP. Jésuites, à Zi-ka-Weï, en Chine, et à Manille, que des études suivies sont faites sur ce sujet. Le R. P. Dechevrens, au cours de six années d'observations ininterrompues, a pu établir que la composante verticale du vent éprouvait chaque jour une double oscillation, à peu près aux mêmes heures que celles du baromètre, mais en sens inverse. La figure 25 montre clairement la simultanéité des deux phénomènes : les ordonnées de la courbe du baromètre sont des dixièmes de millimètre; celles de la courbe du vent sont les différences entre le chemin parcouru verticalement par le vent entre l'heure de l'ordonnée et la suivante. L'appareil très ingénieux que le P. Dechevrens a imaginé et construit pour les déterminer a reçu le nom de clino-anémomètre, et indique l'inclinaison des courants atmosphériques, en même temps qu'il mesure la composante verticale de leur vitesse.

Indépendamment de ses variations diurnes, la

pression barométrique subit des variations annuelles, variations que l'on suit facilement en examinant les observations d'une suite un peu longue d'années consécutives. D'une façon générale, la courbe des variations annuelles a la même allure que celles des variations diurnes, et présente, pour chaque année, deux maxima et deux minima, sauf pour les stations

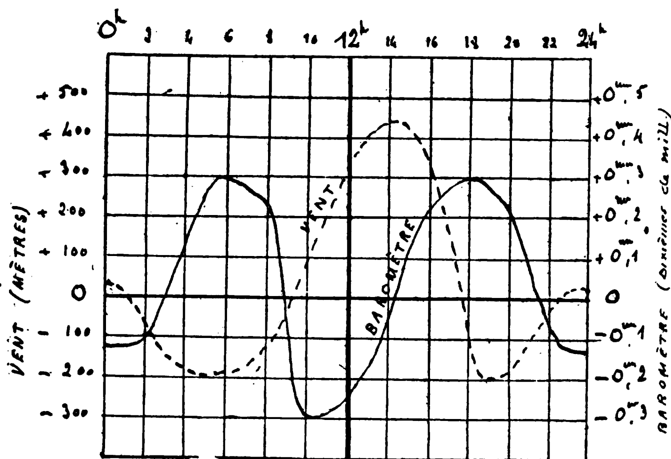


Fig. 25. — Variations simultanées de la pression atmosphérique et de la composante verticale du vent.

continentales, pour lesquelles il n'y a qu'un maximum en janvier et un minimum en juillet, dans l'hémisphère nord. Mais pour les stations océaniques, comme les Açores, nous avons un premier maximum en hiver, un second en juillet, un premier minimum en mars, un second en octobre. Il en est de même de la zone glaciale arctique, sauf que les époques des maxima sont aux équinoxes et celles des minima aux solstices.

Toutefois, dans les régions équatoriales, l'amplitude

de ces variations annuelles est assez faible; c'est surtout l'altitude qui l'influence en l'augmentant.

Nous avons eu l'occasion de parler du « gradient » et de l'inclinaison des « surfaces isobares ». Bien que ces notions soient sans doute familières au lecteur, je vais les rappeler en les précisant.

Si l'on imagine une surface passant au même moment par tous les points de l'atmosphère où la pression barométrique a la même valeur, cette surface est une surface *isobare* et ce sont les intersections de ces surfaces isobares avec la surface du géoïde terrestre qui constituent ces courbes aux contours capricieux que les services météorologiques tracent sur les cartes qu'ils publient chaque jour. Si l'atmosphère était en équilibre et si la Terre, homogène, sphérique et sans relief, avait tous ses points à la même température, les surfaces isobares seraient des sphères concentriques ayant pour centre commun le centre de la Terre. Mais le défaut d'homogénéité de la surface extérieure de la planète, les accidents de son relief, les jours et les saisons font qu'il n'en est pas ainsi et les sphères des isobares théoriques deviennent des surfaces « cabossées » avec des reliefs et des « renfoncements ».

Dès lors, si l'on se représente les molécules d'air comme des billes pesantes placées sur la surface des isobares, matérialisées en pensée par des surfaces de tôle, on voit que ces billes, qui seraient en équilibre sur des sphères concentriques à la Terre, se mettront, au contraire, à rouler sur les flancs des bosses des isobares réelles et à se précipiter vers les « renfoncements »; elles s'y précipiteront d'autant plus vite qu'elles rouleront sur des pentes plus raides, c'est-à-dire que les surfaces isobares seront plus inclinées.

C'est cette pente des surfaces isobares qu'on appelle le *gradient barométrique*. C'est aussi, si l'on veut, le « coefficient angulaire » de la tangente à la ligne de

plus grande pente en un point de la surface isobare considérée. Numériquement, il s'exprime en prenant le quotient de la différence de pression entre deux points, mesurée en millimètres de mercure, par la distance géographique de ces deux points mesurée en *degrés terrestres*. Sa valeur est toujours comprise entre 0 et 5.

Comme le gradient mesure la pente des surfaces et que l'inclinaison de celles-ci détermine la vitesse de chute des « billes », c'est-à-dire la vitesse de descente des molécules d'air, ce qui veut dire la vitesse du vent, les forts gradients, 3 1/2, 4, 4 1/2, correspondent aux coups de vent, aux tempêtes, aux ouragans, tandis que les gradients faibles, 1/2, 1, 2, sont caractéristiques des vents faibles et des brises moyennes.

Quand les lignes isobares dessinées à la surface du sol entourent de leurs tracés concentriques un point de la Terre où la pression est plus faible que dans les points environnants, on dit qu'il y a en ce point une « dépression » et la concentricité des lignes isobares y traduit ce fait que les surfaces isobares dont elles sont les traces sur le géoïde ont la forme d'entonnoirs emboîtés les uns dans les autres; si, dans ces conditions, on considère les molécules d'air glissant sur la surface interne de ces entonnoirs pour se précipiter vers le centre de la dépression, étant donnée la rotation de la Terre, ces « billes d'air » ne descendront pas en ligne droite, mais iront en cercle en décrivant des spirales qui, dans l'hémisphère nord, sont des spirales qui tournent *à gauche :* le centre de la dépression s'appelle pour cela un *centre cyclonique*. Si, au contraire, les lignes isobares entourent un point où la pression est plus forte qu'aux points environnants, cela veut dire que les surfaces isobares de l'espace ont la forme d'abat-jour le long desquels glissent les molécules d'air pour s'éloigner du centre en décrivant des spirales *à droite :* le centre de haute pression est

un *anticyclone*. On voit donc que les mots cyclone et anticyclone n'expriment aucunement qu'il y ait inimitié entre les deux sortes de phénomènes, comme le préfixe « anti » pourrait, en ces temps de luttes politiques, le laisser supposer; il indique simplement que les deux phénomènes sont de sens contraire.

Pour qu'on ne se fasse pas d'idée inexacte de l'inclinaison réelle des surfaces isobares, nous allons donner quelques chiffres à leur sujet. Supposons-les réalisées matériellement en feuilles de tôle et prenons une surface isobare correspondant au gradient 5, ce qui serait le cas d'un redoutable ouragan; même dans ce cas, la pente de la surface isobare ne serait que d'un deux millième, de sorte que, si nous étions placés dans un astre voisin de la Terre, nous ne pourrions pas apprécier une pente aussi faible et que nous estimerions la surface isobare comme appartenant à une sphère concentrique à la Terre elle-même. Et cependant c'est cette si faible pente qui suffit à amener et à entretenir le mouvement tourbillonnant des masses d'air qui constitue la tempête.

C'est donc l'importance du gradient qui décide de l'intensité du vent, qui souffle toujours vers les points de basses pressions, avec une légère déviation vers la droite du gradient, déviation causée par la rotation de la Terre.

A une valeur déterminée du gradient doit correspondre un vent d'intensité bien déterminée. Si la vitesse du vent réellement observé est égale à ce qu'elle devrait être théoriquement, on dit que le vent est *normal*. Si, au contraire le vent a une vitesse plus grande ou plus faible que celle que comporterait la valeur numérique du gradient, on dit que le vent est *anormal* par excès ou par défaut. L'existence d'un vent anormal est toujours un document précieux pour le météorologiste, et Gabriel Guilbert, l'un des maîtres de la prévision du temps à courte échéance, a fondé

sur son observation une méthode de prévision qui est, aujourd'hui, la plus sûre qui soit à la disposition des « studieux de l'atmosphère ».

Ces *dépressions* sont dues, nous l'avons dit, à des différences locales de densité entre deux points de l'atmosphère terrestre, différence qui provoque le mouvement de l'air des régions où il est plus dense vers celles où il l'est moins. Au centre de la dépression règne un mouvement vertical de convection qui, par l'appel d'air qu'il constitue, entretient le vide partiel du centre et, par suite, entretient le mouvement cyclonique des vents, mouvement centripète, et, dans notre hémisphère, toujours lœvogyre.

Mais comment prennent naissance ces dépressions? Si les causes thermiques seules étaient en jeu, étant donnée la régularité périodique des mouvements relatifs de la Terre et du Soleil, étant donnée la permanence, suffisante dans la durée des années d'observation, des accidents géographiques qui constituent le relief du sol terrestre, ces dépressions suivraient elles-mêmes une loi de périodicité, difficile à calculer théoriquement, mais que des années d'observations nous auraient fait connaître dans ses détails, comme nous connaissons les particularités du phénomène des marées, dont tous les éléments sont assez connus par de longues années d'observations pour que nous puissions en chiffrer à l'avance le sens et la grandeur pour un lieu, une heure et un jour donnés.

Cependant, il n'en est rien, et nous sommes réduits à des moyennes qui sont trop élastiques pour nous permettre des prévisions à dates fixes. Nous savons quels sont les mois au cours desquels il y a maximum de dépressions, sans pouvoir dire au juste quel jour une dépression apparaîtra; nous savons, par des statistiques d'années nombreuses, quelles sont leurs régions de prédilection, sans pouvoir préciser sur

quel point de la Terre se montrera la prochaine tempête; nous connaissons, toujours par nos moyennes, quels sont leurs itinéraires préférés, mais nous ne pouvons pas dire exactement par où passera la prochaine bourrasque.

Cependant, si vagues soient-ils, ces renseignements sont déjà précieux. Ainsi, nous savons que les dépressions qui nous amènent des tempêtes, dépressions dont le diamètre atteint souvent 4.000 kilomètres, sont rares au-dessous du 30e parallèle; nous savons que dans l'Amérique du Nord, les Grands Lacs, le New-Brunswig et les parages de Terre-Neuve sont des régions à bourrasques ; en Europe, les dépressions sont presque toutes comprises dans une première bande allant de l'Écosse à la Norvège, et dans une seconde bande qui coupe l'Angleterre, le Danemark et va aboutir en Finlande; nous savons aussi que, dans la Méditerranée, les dépressions se montrent fréquentes dans un large ruban allant du golfe de Gênes à la mer Noire en traversant l'Italie. Toutes ces dépressions, sauf quelques capricieux écarts que leurs trajectoires subissent sur leurs bords, cheminent généralement de l'Ouest à l'Est ou dans des azimuts très voisins. Enfin les statistiques nous apprennent que 80 °/o de ces dépressions sévissent entre novembre et mars.

Voilà pourtant, direz-vous, des données importantes. Importantes? oui; précises, non. Qu'importe de savoir qu'entre novembre et mars il y aura des dépressions fréquentes si le marin, si l'aviateur ne peut pas savoir avec certitude le jour où éclatera la tempête qui le mettra en péril?

Quelles sont les causes qui font naître ces dépressions? On a dépensé des trésors d'imagination pour faire les « théories des tempêtes » que les météorologistes ont édifiées au cours des ans, depuis plus de

deux siècles. Bâties sur des hypothèses, ces théories se sont successivement effondrées. Deux d'entre elles, pourtant, ont mieux résisté aux matériels démentis que leur donnent les faits : ce sont la théorie thermique et la théorie mécanique. Dans la première, on suppose que l'échauffement intense et localisé provoque, par la convection de l'air chaud, un abaissement de pression, un appel d'air des régions voisines, et, par suite, le mouvement giratoire centripète et lœvogyre caractéristique du régime cyclonique. L'explication tient en ce qui concerne la naissance des dépressions : elle ne donne aucune raison de leurs déplacements à la surface du globe ; et puis, comment, alors, expliquer la formation des dépressions pendant la saison froide ?

La théorie mécanique place dans les couches supérieures de l'atmosphère le remous générateur de la dépression, remous qui se transmettrait *per descensum* jusqu'à la surface du sol. Mais l'existence d'un mouvement descendant du centre de dépression est contraire à l'observation qui y constate au contraire un mouvement convectionnel ascendant.

La vérité est que probablement, il y a une cause mécanique et une cause thermique qui s'unissent pour former, entretenir et propager les dépressions. Celles-ci naîtront donc de préférence quand un échauffement local coexistera avec deux courants aériens soufflant en sens contraire de part et d'autre du centre chaud, et susceptible, par conséquent, d'imposer aux couches d'air qui surmontent celles-ci et qui sont déjà, par son fait, en régime cyclonique, un couple de rotation qui s'ajoutera au mouvement giratoire primitif. Ces conditions sont réunies dans les régions que nous avons citées comme lieux de prédilection de dépression naissantes.

CHAPITRE XI

La circulation de l'atmosphère.

L'atmosphère n'est jamais en repos, puisque les divers points du globe sur lesquels elle repose et qui, par leur contact, l'échauffent ou la refroidissent, imposent à sa température les variations mêmes de la leur. De plus, une partie de la surface terrestre, et la plus importante numériquement, c'est-à-dire la surface océanique, est elle-même animée de mouvements de translation qui déplacent à la surface des mers des masses énormes d'eaux, tantôt plus chaudes, tantôt plus froides que celles dans lesquelles elles pénètrent. Ces « courants marins » doivent donc amener autant de « courants aériens » et ainsi les deux circulations de l'atmosphère et de l'Océan sont intimement liées l'une à l'autre.

C'est au grand Maury que l'on doit d'avoir le premier signalé cette connexité, capitale pour l'étude de la vie du globe; plus tard, un Français modeste mais illustre, Maurice de Tastes, professeur au lycée de Tours, donna la règle générale de la circulation atmosphérique et celle de sa liaison avec la circulation marine. Sans doute faut-il considérer plutôt son étude comme une « image », comme un merveilleux « schéma » de la circulation aérienne que comme un code invariable qui en énonce la loi : cependant, plus

on creuse la question, plus on retombe sur sa conception première.

Il est étrange de voir que, dans des traités de météorologie, les grands noms de Maury et de Tastes ne soient même pas prononcés. Les ombres de certains morts porteraient-elles ombrage aux vivants?

Cette conception de Mathieu-Fontaine Maury et de Maurice de Tastes, on commence aujourd'hui à en comprendre l'importance. N'est-il pas remarquable de voir S. A. S. le Prince de Monaco, qui consacre sa vie aux recherches relatives à l'Océan, ne jamais accomplir une de ses merveilleuses et fécondes croisières sans y faire une large part à l'exploration de l'atmosphère supérieure? Et le plus autorisé, peut-être, des maîtres qui aient à enseigner la science de l'atmosphère, le professeur V. Bjerknes, à qui le *Carnegie Institute* a demandé de venir enseigner aux Etats-Unis les théories modernes de la météorologie, n'annonce-t-il pas, au début du magistral ouvrage qui résume son haut enseignement que son cours est autant d' « océanographie » que de « météorologie »?

Les corps gazeux constituant notre atmosphère sont soumis, d'une part à la force centrifuge, d'autre part à l'attraction qu'exerce sur elles la masse du sphéroïde terrestre. De plus, ils sont incessamment exposés à l'action thermique des rayons du Soleil. C'est la vapeur d'eau qui absorbe le plus de ces rayons chauds : c'est donc en elle qu'il faut voir le facteur principal de l'échauffement de l'atmosphère sous l'influence du rayonnement solaire.

Si le globe terrestre était une surface homogène et unie, constituée d'une matière unique, comme le sable, et si son axe de rotation était, par rapport au plan de son orbite, « droit » au lieu d'être incliné, tous les points d'un même parallèle de ce globe seraient soumis au même régime de température :

durant toute l'année, les jours et les nuits auraient une égale durée de douze heures; en vertu de la loi du cosinus de l'obliquité, énoncée par Lambert, et que nous avons rappelée dans un précédent chapitre, la température, maximum à l'équateur sur lequel tomberaient normalement les rayons calorifiques, irait en décroissant avec une régularité mathématique jusqu'aux pôles, où les rayons solaires, rasant la surface terrestre, ne lui apporteraient qu'une quantité de chaleur réduite à zéro. Sur cette Terre imaginaire, il n'y aurait donc pas de saisons, et les climats varieraient du pôle à l'équateur, suivant la continuité d'une loi uniquement géométrique.

Mais, dans la réalité des choses, le cas est beaucoup plus complexe. En premier lieu, l'axe de rotation de la Terre n'est pas « droit » : le plan de l'équateur terrestre, auquel il est perpendiculaire, fait avec le plan de l'orbite un angle d'environ 23° 1/2. Cette inclinaison a, comme double conséquence, l'inégalité des jours et des nuits, l'existence des saisons et la division de la Terre en *zones* géographiques : la zone torride dont l'équateur occupe le milieu (fig. 16), et qui comprend tous les lieux situés entre les tropiques; les deux zones glaciales, dont les pôles occupent les centres respectifs et qui comprennent les calottes sphériques situées au delà des cercles polaires; et enfin les deux zones tempérées qui renferment les contrées de la Terre comprises entre les cercles polaires et les tropiques.

Le grand facteur de complexité dans l'échauffement superficiel de notre planète sous l'action des rayons du Soleil est le manque d'homogénéité de sa surface. Les trois quarts de celle-ci, en effet, sont recouverts par l'eau des mers, et le reste, la partie « continentale », est caractérisée par un relief varié à l'extrême, dont l'étude est justement l'objet de la Géographie physique. Tantôt ce relief présente des montagnes,

tantôt des vallées ; ici nous voyons des plateaux élevés, là de profondes dépressions, plus loin des déserts immenses. Ce n'est pas seulement le relief de la surface du globe qui change d'un point à un autre : c'est sa nature : aux plaines fertiles recouvertes de végétation succèdent des lacs; après les forêts nous voyons des flancs rocheux et arides. Les conditions d'échauffement de l'atmosphère qui repose sur ce support qui change de nature en chaque point, dont la chaleur spécifique est essentiellement variable, doivent donc également varier sans cesse.

Il est cependant des régions de la surface du globe terrestre où les conditions d'échauffement pourraient se simplifier : ce sont les océans. Là se trouve réalisée la double condition de la régularité de la surface et de l'homogénéité de la matière qui la constitue. Au-dessus des mers, les molécules d'air peuvent donc obéir librement aux lois de l'attraction, de la force centrifuge et de l'équilibre des corps gazeux. Toutefois, la nature liquide de la surface des mers, comporte pour les molécules qui constituent la masse océanique une fluidité propre, qui leur permet de se déplacer d'un point à un autre, d'avoir des mouvements de convection dans le sens vertical, des mouvements de translation dans le sens horizontal. Malgré cela, c'est au-dessus des mers que le problème de la circulation atmosphérique est le plus simple : c'est au-dessus des mers que nous commencerons à l'aborder.

Les points de la Terre situés entre les tropiques sont, au point de vue thermique, nettement avantagés : le Soleil passe deux fois par an au zénith de chacun d'eux, au moment où il est midi vrai. Les rayons de l'astre tombent alors perpendiculairement sur le sol et y apportent, vu leur obliquité nulle, le maximum de chaleur; de plus, la perpendicularité de leur route

par rapport à la surface terrestre fait qu'ils ont eu à traverser une épaisseur moindre d'atmosphère, ce qui leur a fait subir le minimum d'absorption. Le résultat général sera que, tout le long de l'équateur, l'atmosphère en contact avec un substratum plus chaud s'échauffera elle-même davantage par sa partie inférieure. Nous avons vu, dans le chapitre au cours duquel nous avons étudié l'action des radiations solaires sur l'air atmosphérique, que les mesures actinométriques nous avaient appris l'importance de la quantité de chaleur reçue annuellement du Soleil par la bande équatoriale : cette quantité de chaleur suffirait à vaporiser une couche d'eau épaisse de 4 mètres et qui recouvrirait la Terre le long de l'équateur. Or, les statistiques météorologiques nous apprennent, comme résultat de nombreuses observations, que la quantité *moyenne* de pluie qui tombe en un an sur la bande équatoriale se représente par une couche d'eau épaisse de 2 mètres. En admettant même que toute cette eau soit vaporisée par le Soleil, et qu'aucune goutte n'en pénètre, par imbibition, le sol sur lequel elle tombe, on voit qu'il resterait, après sa volatilisation, une quantité résiduelle de chaleur qui serait capable d'en évaporer encore autant.

Mais « rien ne se perd » dans la nature, nous a appris Lavoisier : cet excédent de chaleur ne saurait donc être perdu. A quoi va-t-il servir? tout simplement à échauffer fortement les couches inférieures de l'atmosphère équatoriale, qui, dès lors, comme le ferait l'air chaud d'une montgolfière, vont, en raison de la moindre densité qu'elles doivent à leur surchauffement s'élever vers les couches supérieures. Elles s'y élèveront même, non plus d'une façon accidentelle, mais d'une manière continue, puisque la cause première de ce mouvement convectionnel est elle-même persistante.

Ainsi l'atmosphère nous montre déjà une première

circulation verticale. Nous allons voir que cette circulation verticale, cette «convection» de masses d'air chauffées, va engendrer une autre circulation, mais horizontale cette fois. On le comprend aisément, si l'on réfléchit à la raréfaction que l'ascension des masses d'air chauffées, à l'équateur, occasionne au-dessus de la région où elles se trouvaient précédemment. Il doit donc y avoir un appel de l'air des régions tempérées et froides situées de part et d'autre de la zone torride, appel qui porte vers l'équateur les masses d'air plus froides qui s'y trouvent accumulées. Si donc la Terre ne tournait pas, l'air viendrait des pôles à l'équateur en cheminant le long des méridiens, et le régime circulatoire à la surface du globe se bornerait à des vents du Nord dans l'hémisphère boréal, à des vents du Sud dans l'hémisphère austral.

Mais la rotation de la Terre va compliquer le phénomène, en faisant naître la «force centrifuge composée». Tout corps en mouvement à la surface d'une sphère en rotation doit, d'après le théorème de Coriolis, être dévié, du fait de la rotation de la sphère, vers la droite de sa trajectoire dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud; ceci est vrai quel que soit le corps en mouvement : boulet de canon ou pierre qui tombe, molécule d'air de l'atmosphère ou molécule d'eau des océans. Dès lors, les vents dont nous venons de parler, qui, sur une terre immobile souffleraient le long des méridiens perpendiculairement à l'équateur, vont se trouver déviés de leur direction originelle : ils vont devenir vents de Nord-Est dans l'hémisphère boréal, vents de Sud-Est dans l'hémisphère austral.

La cause qui fait naître ces vents étant permanente, ils souffleront eux-mêmes tout le cours de l'année : ce sont les vents *alizés*, les *trade-winds* des Anglais. C'est Christophe Colomb qui les découvrit, comme il découvrit l'Amérique, comme il découvrit le Gulf-

Stream, comme il découvrit la mer des Sargasses, comme il découvrit aussi la déclinaison de l'aiguille aimantée, et ce sont eux qui ont poussé vers l'Amérique les trois caravelles de l'illustre et génial navigateur. Et même, la persistance avec laquelle soufflaient ces vents qui, poussant toujours au large les superstitieux matelots de ses équipages, semblaient leur interdire tout espoir de retour dans leur patrie dont ils s'éloignaient sans cesse, avait amené un découragement chez ces hommes ignorants : il fallut la confiance de l'Amiral pour relever leur moral abattu et leur faire entrevoir, derrière l'horizon, toujours fuyant, de l'Ouest, la Terre promise où il allaient aborder. Aujourd'hui, la marche des alizés, le déplacement continu de la bande de calmes qui sépare ceux du Nord-Est de ceux du Sud-Est, déplacement qui suit le mouvement apparent du Soleil sur l'écliptique et qui vient ainsi légitimer l'explication de leur origine, les légères fluctuations que subissent leur régularité et leur force, tout cela est connu, depuis les travaux de M. F. Maury, datant bientôt de trois quarts de siècle. Tout cela est même si bien connu que l'*Hydrographic office* de Washinghton, que la *Deutche Seewarte* de Hambourg publient des cartes mensuelles où sont indiqués les régimes des vents pendant ce mois, dans chacune des régions de l'Océan ; des routes y sont tracées qui semblent être des « chemins d'écoliers », mais qui, plus longues métriquement sont, grâce aux vents que les marins y rencontrent, plus courtes chronométriquement, et qui économisent, en réalité, 50 °/₀ sur la durée des grandes traversées effectuées par les navires à voiles.

Il est une question qui se pose maintenant à l'esprit. Les alizés, avons-nous dit, proviennent de l'appel d'air déterminé à l'équateur par l'ascension des

masses d'air chaudes vers les régions supérieures de l'atmosphère. Que deviennent ces masses d'air? où vont-elles? comment, par quel trajet reviennent-elles à leur point de départ pour parfaire le cycle nécessaire de leurs continuels déplacements?

Ces masses d'air, arrivées dans les couches élevées de l'atmosphère, s'abaissent graduellement vers la Terre pour retourner par les couches supérieures vers les pôles où elles vont remplacer l'air de ces régions glaciales appelé vers l'équateur : on les nomme les *contre-alizés*. Leur existence est démontrée surabondamment par le mouvement des *cirrus*, ces nuages en filaments, les plus élevés de l'atmosphère, que l'on voit toujours marcher du Sud-Ouest au Nord-Est, dans l'hémisphère Nord, poussés qu'ils sont par les courants supérieurs de retour; elle est démontrée aussi par le transport des nuages de poussières que les éruptions des volcans voisins des tropiques lancent à des kilomètres de hauteur dans l'atmosphère. Ces nuages vont toujours retomber à l'est du volcan qui les a lancés dans l'atmosphère, et en s'éloignant de l'équateur.

Déviés, eux aussi, par la rotation de la planète au-dessus de laquelle ils soufflent, ces contre-alizés vont peu à peu, à mesure qu'ils s'abaissent vers la Terre, devenir des vents d'Ouest, et, quand, dans les contrées voisines des pôles, ils seront assez abaissés pour devenir des vents de surface, ils constitueront un immense courant d'air, soufflant de l'Ouest à l'Est, et ajouteront la vitesse de progression de leurs molécules gazeuses à celles que celles-ci possèdent déjà naturellement du fait de la rotation du globe terrestre. Les masses d'air qu'ils déplacent tourneront donc autour des pôles avec une vitesse de rotation supérieure à celle de la Terre elle-même, et donneront naissance, par conséquent, à une force centrifuge considérable, force qui, tendant à chasser les molécules gazeuzes loin de l'axe de rotation, provoque

aux alentours de celui-ci une raréfaction, une dépression atmosphérique dont l'origine, cette fois, est, comme on vient de le voir, purement mécanique. Quand ils s'abaissent vers la Terre en allant vers les pôles, ils rencontrent en route les vents directs qui en viennent ; cette rencontre a lieu aux environs de la latitude de 30°, et y donne une résultante verticale dirigée vers le sol, donc un centre de haute pression à ces latitudes comme nous le verrons dans un instant. — De plus, ce mélange de deux couches d'air de directions différentes constitue le régime des *vents variables*, très net dans les latitudes moyennes, et qui se traduit par des nuages cheminant en sens différents à des altitudes inégales.

Nous venons d'être conduits à constater l'existence nécessaire de deux zones permanentes de moindres pressions : l'une autour de l'équateur pour des raisons thermiques, l'autre autour des pôles, conséquence de la force centrifuge de rotation. Entre deux minima d'une fonction dont la variation est essentiellement continue, il faut nécessairement qu'il y ait un maximum intercalaire : le calcul prévoit que ce maximum doit se trouver aux latitudes 30° Nord et Sud ; l'observation en confirme l'existence et la permanence au-dessus des grandes aires océaniques. Le régime régulier des vents alizés n'est troublé que par le voisinage immédiat des terres très chaudes, comme l'Hindoustan, l'été, comme la côte de Guinée ou celle du Venezuela, comme l'Australie en janvier et février. Alors les alizés sont déviés, le vent souffle vers la Terre échauffée et donne naissance aux *moussons*. La mousson de l'océan Indien changera de sens aux équinoxes; l'hiver ce sont de nouveau les alizés de N. E., l'été ce sont des vents qui soufflent exactement en sens contraire.

Nous connaissons donc une première circulation générale de l'atmosphère, circulation qui amène

l'échange entre les masses d'air chaudes de la zone équatoriale et les masses froides de l'air des régions polaires. Nous allons voir une conséquence importante de cette circulation aérienne relativement à la circulation de l'eau des océans.

Revenons un instant sur la marche des vents alizés : soufflant de façon ininterrompue et toujours dans la même direction, ces vents alizés entraînent petit à petit avec eux les molécules liquides qui constituent les couches supérieures de la mer ; car l'air aussi bien que l'eau n'est pas un fluide parfait, et cette « imperfection » constitutionnelle implique un frottement entre leurs molécules respectives. Si donc, pour fixer les idées, nous cherchons ce qui se passera dans l'Atlantique le long de l'équateur, nous voyons que les molécules d'eau, sollicitées simultanément par les alizés de Nord-Est et par ceux de Sud-Est, vont en définitive, se diriger suivant la bissectrice des directions de ces deux régimes de vents, c'est-à-dire vont prendre un mouvement de translation de l'Est à l'Ouest, ou, dans le cas présent, de la côte de Guinée à la côte du Brésil. Chauffées par le soleil brûlant de la zone torride, ces eaux ainsi en mouvement constituent le « courant équatorial », allant de l'Afrique au cap Saint-Roch qui marque l'extrêmité orientale du continent sud-américain. En rencontrant le cap Saint-Roch, le courant s'y bifurque : une branche va vers le Sud ; l'autre, la seule dont nous nous occuperons pour l'instant, s'en va vers le Nord ; c'est celle-ci que nous allons suivre dans son voyage transocéanique.

Elle s'en va vers le Nord, en léchant la côte des Guyanes ; une partie de ses eaux passe en dehors de la chaîne des Antilles, remonte le long de la côte américaine et, subissant l'action déviatrice de la rotation terrestre, s'avance en biais pour traverser en écharpe l'Atlantique, du Sud-Ouest au Nord-Est. L'autre

partie pénètre dans le golfe du Mexique, et les eaux qui y sont entrées s'y accumulent sous la poussée des autres eaux qui arrivent constamment derrière elles. Elles séjournent donc dans ce bassin presque fermé dont les côtes échauffées par le soleil brûlant de ces « terres chaudes », les échauffent à leur tour. C'est donc une masse d'eaux chaudes qui va sortir par la seule issue possible : le canal de Floride, et cette masse aura, à sa sortie de cette espèce de chaudière, une vitesse de 4 nœuds à 4 nœuds et demi, soit environ 8 kilomètres à l'heure. Les eaux ainsi sorties du canal de Floride vont rejoindre alors l'autre branche, celle qui était restée au large des Antilles, et constituer avec elle le « courant du golfe » ou *Gulf-Stream*.

Le Gulf-Stream est l'un des plus grands facteurs du régime thermique de notre continent européen. Comme l'a si justement dit Maury qui en a fait, le premier, l'étude méthodique et complète, c'est « un fleuve d'eau chaude coulant entre deux rives d'eau froide ». Au moment où il sort du golfe du Mexique, sa largeur est de 60 kilomètres, sa profondeur de 400 mètres environ ; à la latitude du cap Hatteras, il n'a plus que 300 mètres de profondeur, mais sa largeur est devenue double et atteint 120 kilomètres. Le volume d'eau qu'il débite est de trente-trois millions de mètres cubes à la seconde, c'est-à-dire deux mille fois autant que le Mississipi, dans le puissant courant duquel les géographes d'antan avaient cru trouver l'origine du courant marin. Ses eaux chaudes transportent avec elles une énorme quantité de chaleur qui, pour une journée seulement, s'exprime, en calories « kilogramme-degré », par le nombre

39.500.000.000.000.000.000 calories.

Cette quantité de chaleur égale celle qui tombe sur

la zone glaciale pendant les six mois durant lesquels cette zone est éclairée par les pâles rayons d'un soleil trop oblique.

Ce courant chaud devient le point de départ d'une circulation océanique fermée qui doit se manifester par des courants « de retour » ramenant à leur point de départ les eaux, chaudes à l'origine, et qui sont allées se refroidir au contact des continents glacés qui entourent les pôles. Ces courants existent, en effet ; le plus important d'entre eux est le *courant du Labrador* qui descend de la mer de Baffin, longe l'Amérique du Nord dont ses eaux glacées refroidissent l'atmosphère et lui donnent ainsi son rude climat d'hiver ; puis il « plonge » sous les eaux chaudes et plus légères du Gulf-Stream pour reparaître à la surface de l'Océan, près de la côte d'Afrique où ses eaux plus fraîches favorisent l'abondance des poissons comestibles, que l'on commence à exploiter sérieusement dans les pêcheries de la baie du Lévrier et de Port-Etienne. Un second courant froid descend aussi le long de la côte est du Groenland, dont il entretient les basses températures et dont il contribue, en accentuant la persistance de la banquise, à rendre l'accès presque toujours impossible. Au contraire la côte ouest du même Groenland, sans être précisément un pays chaud, est pourtant accessible pendant quelques mois aux navires, parce qu'elle est léchée par une branche dérivée du Gulf-Stream. Les eaux chaudes de celui-ci transportent d'ailleurs au-dessus d'elles des masses énormes de vapeur, causes des brumes qui rendent si dangereux pour les navires les parages de l'Islande et le nord de l'Atlantique : les nombreux accidents éprouvés par les goélettes de pêche aussi bien que par les grands paquebots en sont une preuve malheureusement trop fréquente.

Nous venons de voir, au moins dans l'esquisse de

ses traits principaux, ce qu'est la circulation océanique dans l'Atlantique nord : les choses se passent de façon sinon identique du moins analogue dans l'Atlantique sud où se manifeste une circulation de même genre, formant elle aussi un circuit fermé. Quant au Pacifique nord, il est parcouru par un important courant chaud, le *Kuro-Siwo*, qui, bien qu'il soit moins chaud et moins rapide que le Gulf-Stream, offre les mêmes caractères. Le Pacifique sud, l'océan Indien sont aussi le

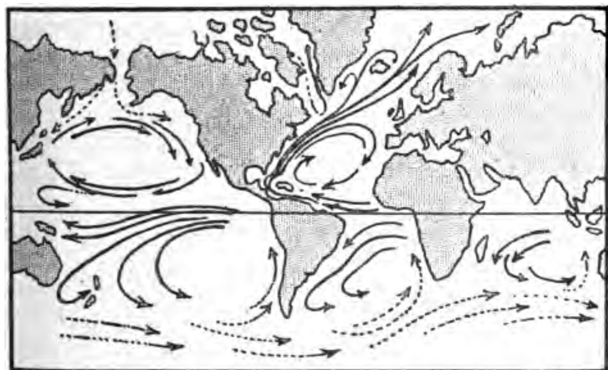


FIG. 26. — Courants marins. — Courants chauds ..... Courants froids.

siège de circulations semblables, sous la réserve que toutes les circulations océaniques au sud de l'équateur tournent en sens inverse des aiguilles d'une montre, c'est-à-dire « à gauche » alors que les circulations océaniques de l'hémisphère nord tournent « à droite » (fig. 26).

Dans le vaste océan Antarctique qui entoure, au sud des trois continents, la Terre entière de sa ceinture liquide ininterrompue, existe une circulation marine intense, tournant de façon continue de l'Ouest à l'Est. Ce mouvement des eaux est dû à deux causes : la

première est l'impulsion tangentielle que les trois branches inférieures des circulations de l'océan Indien, de l'Atlantique sud et du Pacifique sud impriment à la masse des eaux des mers du Sud ; la seconde est que les contre-alizés, abaissés vers le sol au voisinage du pôle sud et toujours déviés par la rotation de la Terre, soufflent, dans ces hautes latitudes australes, à l'état de vents d'Ouest. Ainsi se fait cette majestueuse circulation des eaux qui recouvrent les trois quarts de la sphère terrestre et dont la figure 26 donne une idée générale. Les régions qui entourent le pôle nord, régions où la mer, toujours congelée, est recouverte d'une carapace de glace qui formera la redoutable banquise, n'échappent pas à la loi générale de la circulation des eaux : les courants qui les parcourent déplacent la banquise tout entière ; et c'est grâce à eux que Nansen, en emprisonnant volontairement son navire le *Fram* dans les glaces de la banquise mobile, put dériver avec elle et effectuer son glorieux et immortel voyage. Enfin, rappelons que les courants froids transportent les *icebergs*, ces montagnes de glace arrachées aux fronts des glaciers du Groenland, jusque sous les latitudes moyennes où passent les paquebots transatlantiques. Ces icebergs fondent au contact des eaux chaudes du Gulf-Stream après avoir constitué, par la dérive de leurs énormes masses dans les parages brumeux du Nord-Atlantique, les plus graves des dangers qu'y courent les navires : l'effrayante catastrophe du *Titanic* en est un récent et terrible exemple.

Nous voilà, semble-t-il, bien loin de l'atmosphère et de sa circulation ? Nous sommes, au contraire, au cœur de notre sujet ; mais la connexité de tous les éléments qui constituent la vie du globe nous avait obligé d'ouvrir cette parenthèse « océanique ». Nous allons voir que c'était chose nécessaire.

Si l'on jette les yeux sur une carte des courants marins, on a vite fait de remarquer que leurs circuits généraux tournent précisément autour de ces centres de hautes pressions que nous avons dit devoir exister et qui existent effectivement aux latitudes de 30° nord et sud. Au-dessus de ces courants liquides chauds sont des masses d'air auxquelles les eaux sur lesquelles elles reposent communiquent à la fois de la chaleur et du mouvement.

Regardons, en particulier, ce qui se passe avec le Gulf-Stream : il entraîne au-dessus de lui un courant atmosphérique, un véritable « Gulf-Stream aérien », ayant emprunté au courant marin une partie de sa chaleur. La température élevée des masses d'air qui le forment lui donne une « capacité » plus grande pour la vapeur d'eau : ce Gulf-Stream aérien sera donc, non seulement chaud, mais fortement humide. Quand le Gulf-Stream marin, après avoir traversé l'Atlantique, rencontre d'abord le socle continental, puis le continent européen lui-même, il est arrêté et dévié par cette barrière solide qu'il ne saurait franchir, mais il n'en est pas de même du Gulf-Stream aérien qui, lui, se joue de l'obstacle, passe par-dessus et continue sa route au-dessus des terres émergées. Il apporte au continent européen-asiatique au-dessus duquel il circule maintenant, et la chaleur et l'humidité que véhiculent ses masses d'air : la chaleur qui donne aux côtes occidentales de l'Europe leur climat si tempéré ; l'humidité qui est l'origine de leur régime pluviométrique important. Toujours dévié vers sa droite par la rotation de la Terre, il condense abondamment sa vapeur en excès sur la Suède, la Finlande, la Russie, dont il alimente les fleuves et les grands lacs, franchit la chaîne de l'Oural et redescend, pour fermer son circuit, vers l'équateur à travers les steppes et les déserts de l'Asie centrale.

Toutefois, en passant au-dessus de l'Europe, il y a

perdu et sa chaleur et sa vapeur d'eau qu'il a condensée en route : c'est donc à l'état de vent sec et froid qu'il effectue, au-dessus de l'Asie, son trajet de retour. Or, quand une région n'est parcourue que par des vents secs, il n'y pleut jamais, la végétation y est donc difficile, et c'est l'ensemble de ces conditions qui définit un « désert ». On comprend alors la raison d'être nécessaire de cette succession de déserts qui s'alignent sur l'itinéraire de retour du grand circuit aérien : désert du Turkestan, désert de l'Arabie, désert du Sahara. Ainsi, par un prodigieux « réflexe », c'est le Gulf-Stream, ce courant humide par excellence, qui se trouve être la cause des climats désertiques de l'Asie et de l'Afrique.

Le Gulf-Stream vient de nous donner les déserts : nous allons voir que nous lui devons bien d'autres choses encore, et ces autres choses, toujours grâce au courant aérien superposé auquel il donne naissance.

Ce courant d'air, en effet, ne peut pas éviter d'obéir aux lois qui régissent les gaz en mouvement : dans l'intérieur d'une cheminée en tirage, la pression est toujours plus faible qu'à l'extérieur, uniquement à cause du mouvement de l'air, et la dépression est d'autant plus importante que le courant d'air est plus rapide. Les choses se passent ainsi sur le trajet du Gulf-Stream aérien. Tout le long de son parcours, on observe des tourbillons d'air, des tempêtes tournantes, des bourrasques « cycloniques », en un mot, formant le régime de ces tempêtes qui, en Europe, nous arrivent presque toujours de l'Ouest; c'est pour cela que les navigateurs anglais avaient depuis longtemps donné au Gulf-Stream atlantique le nom de « Père des tempêtes ». Quelle admirable connexion existe entre tous les mouvements de la Nature ! et n'est-il pas merveilleux de voir la circula-

tion océanique agir ainsi, par des actions réflexes, sur le régime atmosphérique des régions bien éloignées des océans, et dont les habitants ignoreront peut-être toujours la mer!

Il n'y a pas seulement un Gulf-Stream aérien au-dessus de l'Atlantique nord. Dans le Pacifique, les mêmes causes amènent les mêmes effets, et il y a, dans le Pacifique nord, un « Kuro-Siwo aérien » qui surmonte le courant marin, chemine avec lui; il

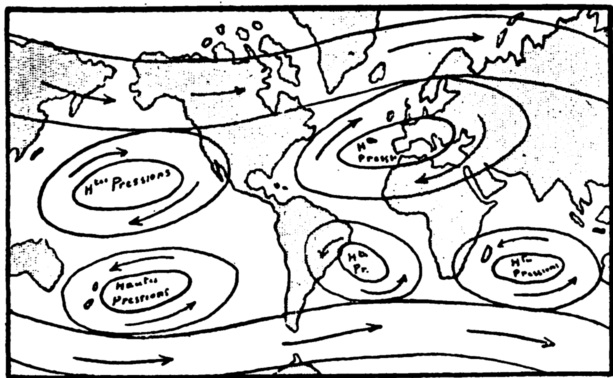


Fig. 27. — Courants atmosphériques généraux.

effectue, comme son congénère de l'Atlantique, son trajet dans le sens de rotation des aiguilles d'une montre et va apporter aux rivages favorisés de la Californie les douceurs d'un climat tempéré par la tiédeur de ses masses d'air chauffées au contact du Kuro-Siwo, l'humidité de sa vapeur d'eau, qui donne à ces régions favorisées leur fertilité et leur végétation légendaires. De même, aussi, dans l'hémisphère sud, les trois courants océaniques chauds font naître au-dessus d'eux trois courants aériens concomitants.

La figure 27 montre l'ensemble des circuits aériens qui marchent au-dessus du sol terrestre, dans les parties inférieures de l'atmosphère : en le comparant à la figure 26, qui donne la marche générale des courants océaniques, on ne peut s'empêcher d'être frappé de la similitude des deux aspects qu'elles représentent.

Tel est ce joli « schéma » de la circulation atmosphérique, dû à Maurice de Tastes; il n'a pas, il n'a jamais eu, dans la pensée de son auteur, la prétention d'être une « théorie » complète de la circulation atmosphérique, mais bien celle de donner une vue générale de ce majestueux et capital phénomène. Et, encore que beaucoup de savants affectent de tenir pour un peu puériles ces considérations, on y revient cependant, directement ou indirectement, chaque fois qu'il s'agit de faire une étude générale des mouvements de l'atmosphère, ce qui montre bien que les vues du professeur de Tours étaient et restent d'une justesse absolue.

La circulation générale de l'atmosphère sur une Terre en mouvement, est, en effet, un des plus gros problèmes de la mécanique. C'est Maury qui, en 1855, en a indiqué le premier la marche générale dans son livre *Physical Geography of the Sea;* mais c'est Ferrel, en 1856, qui traita le premier, d'une façon purement mathématique, le problème général des mouvements de l'atmosphère; seulement, il fut obligé d'en simplifier les données et de supposer une Terre uniforme. Le mémoire de Ferrel ouvrit la route aux plus hautes recherches analytiques; il a montré l'importance qu'il y avait à introduire dans les calculs les « résistances » et les frottements dus aux mouvements des gaz, non parfaits, qui constituent l'enveloppe gazeuse de la Terre.

Après Ferrel, c'est W. Siemens qui, vers 1886, reprit la question. Puis vinrent les travaux de Möller et d'Oberbeck. Mais dans ces travaux on se plaçait dans

des conditions par trop théoriques; en particulier on ne tenait pas compte de la viscosité des masses gazeuses, ou, si l'on en tenait compte, c'était en écrivant des équations de même forme que celles des petits mouvements lents, en supposant la résistance proportionnelle à la vitesse de déformation, et en adoptant des valeurs fournies par des expériences de laboratoire pour le coefficient de frottement. Mais il y a loin des expériences de laboratoire aux grandioses manifestations des phénomènes de la nature; appliquer à l'atmosphère entière les résultats obtenus sur de faibles masses gazeuses est une extrapolation qui dépasse les limites de ce qu'on a légitimement le droit de faire. Le mécanisme des résistances, dans les rapides déplacements des grandes masses atmosphériques, n'est pas le même que dans les mouvements lents des petites masses d'air sur lesquelles nous expérimentons dans nos laboratoires : c'est le carré des vitesses relatives qui doit, au moins, entrer en jeu, et non une fonction linéaire de cette vitesse.

C'est Helmholtz qui, le premier, introduisit les vues les plus exactes dans le problème des mouvements d'une atmosphère sèche sur un globe poli animé d'un mouvement de rotation. Il montra l'insuffisance et la lenteur de l'action de la viscosité et de la conductibilité des gaz, et chercha les conditions de stabilité des surfaces de séparation de deux « anneaux » d'air. Il arriva à concevoir l'atmosphère théorique sur laquelle portaient ses calculs, comme formée d'une infinité de couches dans lesquelles la vitesse et la température varient d'une manière continue. Il démontra que la résistance que le contact avec le sol impose aux masses d'air des mouvements, retarde les vents d'Ouest et accélère les vents d'Est, ceci étant de plus en plus accentué quand on descend du pôle vers l'équateur, où se fait le mouvement vertical de convection.

Quand deux « anneaux atmosphériques » contigus ont des vitesses différentes avec une surface de séparation stable, cette surface doit être le siège d'un mouvement ondulatoire manifesté par des vagues d'air qui, pour une certaine longueur d'onde, constitueront une forme plus stable que la surface de séparation même. Ces vagues, qui se propagent ainsi le long de la surface de séparation des deux anneaux, cheminent perpendiculairement aux méridiens; elles sont susceptibles d'accroissement dans leur amplitude, et peuvent ainsi donner naissance aux mouvements cycloniques et aux bourrasques. Par suite des grands froids qui règnent autour des pôles, l'air doit s'en échapper, à la surface du sol, à l'état de vent d'Est, ou anticycloniquement. Il est à remarquer combien ces vues ont été confirmées par les récentes expéditions antarctiques de Shackleton et de Charcot: on admettait toujours, comme un raisonnement élémentaire nous y a conduits précédemment, qu'il doit exister autour des pôles une dépression « d'origine mécanique », donnant naissance à un régime cyclonique de vents d'Ouest: mais Charcot, Shackleton, Scott ont très souvent eu affaire à des tempêtes de vents venant du secteur Est, conformément aux conclusions de la théorie d'Helmholtz qui, quelque « théorique » qu'elle soit, peut manifestement s'appliquer à l'Antarctique, vaste plaine uniformément recouverte de glaces. Inversement, Helmholtz démontra que, au-dessus de ces couches basses, les masses chaudes s'avancent vers le pôle pour y remplir les vides et continuent à l'état de vents d'Ouest, en mouvement cyclonique. Brisés par les irrégularités et les accidents géographiques du relief terrestre, le mouvement anticyclonique des couches inférieures et le vaste cyclone, graduellement croissant, des couches supérieures que l'on devrait, autrement trouver au pôle, se subdivisent en un grand nombre d'anticyclones et

de cyclones irréguliers et errants, ces derniers étant toujours en nombre prépondérant.

Dans ces conditions, l'illustre physicien allemand conclut que l'obstacle au développement de vents bien plus violents que ceux que l'on observe dans la réalité des choses réside moins dans le frottement de l'air contre la surface irrégulière de la Terre que dans le mélange des couches d'air animées de différents mouvements « au moyen de tourbillons qui naissent par enroulement de surfaces de discontinuité ». Dans l'intérieur de ces tourbillons les couches d'air, primitivement séparées, s'enroulent en couches de plus en plus nombreuses et minces les unes autour des autres, et l'énorme étendue des surfaces de contact ainsi réalisées rend possible un rapide échange de températures et une égalisation du mouvement par frottement.

La conclusion générale des calculs d'Helmholtz est que, finalement, la continuité doit exister dans les couches supérieures de l'atmosphère : c'est donc en bas, dans ses couches inférieures, qu'il faut chercher l'origine des ondes et des vagues atmosphériques déferlantes; ces « ondes d'air » sont généralement invisibles à nos yeux dans les circonstances ordinaires; mais quand des nuages se trouvent sur leur parcours, les gouttelettes d'eau condensée qui les constituent jouent, relativement aux ondulations atmosphériques, le rôle que joue la poudre de lycopode, dont on recouvre les plaques sonores vibrantes pour en manifester les lignes nodales : chaque crête d'onde se révèle par une accumulation de nuages légers et le ciel est couvert de longues bandes parallèles de cirrus ou de cirro-cumulus. La surface de séparation des deux zones est-elle plus basse, plus voisine du sol? Elle se perd dans la nébulosité générale au point de vue de sa visibilité, mais chaque passage d'onde se signale par une brusque

augmentation de l'intensité du vent : ce sont des *rafales*.

Il est une chose qui doit nous frapper : c'est la concordance absolue entre cette division de l'atmosphère en couches supérieures calmes et couches inférieures agitées, déduite par Helmholtz d'une étude dynamique de l'air, et la division donnée par Teisserenc de Bort en *troposphère* inférieure, siège des perturbations, et *stratosphère* supérieure, région de tranquillité des masses gazeuses. Cette concordance donne à cette manière de concevoir la partition de l'air qui nous enveloppe une telle vraisemblance qu'on doit, semble-t-il, l'admettre actuellement comme la meilleure représentation de l'état de l'atmosphère.

Le professeur Brillouin, à qui l'on doit la plus intéressante discussion des travaux théoriques publiés sur la circulation générale de l'atmosphère, a ajouté à ce magistral travail d'Helmholtz d'intéressantes considérations. Dans l'ensemble, le savant allemand a étudié le régime circulatoire de l'air sec autour d'une sphère polie en rotation. M. Brillouin démontre, dans son mémoire sur les *Vents contigus et les nuages*, que l'instabilité essentielle de l'équilibre atmosphérique momentané n'est pas seulement celle qui provient de la naissance et de la propagation de ces vagues aériennes dont nous venons de parler, mais c'est surtout celle que les variations de température et de nébulosité produisent sur une surface primitivement stable. Il fait remarquer, en outre, que le problème principal à résoudre, pour le cas général théorique, c'est de trouver la loi de la vitesse de formation des mélanges, en fonction de la vitesse des courants contigus et de leur densité ; en un mot, la loi du frottement interne hydraulique. Si l'on arrive à cette connaissance, le cas général théorique de la circulation sera résolu et l'on pourra alors

aborder la solution mathématique du problème de la circulation sur la Terre « telle qu'elle est », et non pas sur une Terre supposée homogène et polie; en un mot, attaquer mathématiquement le problème dont Maurice de Tastes a donné une si belle indication au point de vue physique dans la réalité des choses.

Une des plus remarquables légitimations de cette jolie image de la circulation donnée par Maurice de Tastes consiste dans le fait qu'elle permet de « prévoir » ce qu'on a tant de peine à expliquer « après coup » : je veux parler des cyclones des régions tropicales. Alors que, pour en expliquer la naissance et les particularités, d'illustres savants ont édifié des théories auxquelles on a vite dû renoncer, cela devient tout simple si l'on se place au point de vue des circuits aériens.

Considérons, en effet (fig. 27), les deux circuits qui transportent l'air, l'un au-dessus du Gulf-Stream de l'Atlantique nord, l'autre au-dessus du Kuro-Siwo, dans le Pacifique nord. Ces deux circuits sont séparés l'un de l'autre, à l'extrémité la plus rapprochée de leurs grands axes, par le Texas et les terres chaudes qui avoisinent le golfe du Mexique, dans l'Amérique du Nord. Au voisinage du solstice d'été, quand la température du sol atteint son maximum, ces terres s'échauffent beaucoup plus vite que la mer qui les avoisine : elles donnent donc naissance à un mouvement ascendant de convection dans les couches d'air qui les surmontent, et, par suite, sont le siège d'une importante dépression d'origine thermique. Sous l'influence de cette dépression, les masses d'air voisines vont se précipiter vers le centre chaud; les deux circuits aériens de l'Atlantique et du Pacifique, séparés jusque-là, vont se déformer, leurs axes vont s'allonger, leurs sommets en regard vont arriver au contact l'un de l'autre, et les molécules d'air,

entraînées entre ces deux rouages aériens, vont prendre, sous leur double impulsion, un mouvement de rotation à gauche, dans le sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre, entraînées qu'elles sont d'abord par le mouvement cyclonique résultant du suréchauffement local, ensuite par le « couple de rotation » engendré par les deux circuits cheminant en sens contraire l'un de l'autre; un *cyclone*, au vrai sens du mot, est donc né, et ce redoutable météore se reproduira chaque fois que se trouveront elles-mêmes reproduites simultanément les conditions qui lui ont donné naissance. Ce sera donc dans la saison chaude et dans les régions de la Terre où peuvent se rencontrer les sommets de deux circuits voisins que pourront naître ces phénomènes dévastateurs. On peut, dès lors, prévoir que les cyclones seront des phénomènes essentiellement « saisonniers » et « régionaux », ce que des observations plusieurs fois séculaires confirment de tout point.

La plus belle vérification de cette théorie nous est fournie par l'absence de cyclones dans l'Amérique du Sud, malgré le voisinage des deux circuits Sud-Pacifique et Sud-Atlantique : c'est que se dresse, entre les deux, la formidable muraille de la Cordillère des Andes. Or, les cyclones sont, par excellence, des phénomènes qui se passent dans la partie inférieure de la troposphère, dans cette première couche de 3.000 mètres, où se produisent presque exclusivement les grandes perturbations atmosphériques ; à 2.000 mètres ou, tout au moins, à 3.000 mètres d'altitude, ils sont, sinon éteints, du moins très atténués. Il est aisé de comprendre, alors, que la Cordillère, avec sa succession de sommets qui s'élèvent à 6.000 mètres et à 7.000 mètres, et dont l'altitude moyenne dépasse 3.500 mètres, oppose un obstacle insurmontable à la rencontre des deux masses d'air entraînées par les circuits atlantique et pacifique sud,

et rende ainsi matériellement impossible l'entraînement tourbillonnaire de l'air entre leurs sommets rapprochés.

Il y aurait encore bien des « problèmes de l'atmosphère » à résoudre au point de vue de sa circulation et des exceptions locales qu'elle comporte. Les vents locaux : sirocco, harmattan, bora, vent d'autan, mistral, sont bien expliqués, en gros, quant à leur origine, mais le sont beaucoup moins dans le détail de leur mécanisme. Comment, par exemple, donner la raison du fait, bien authentiquement constaté, que le mistral souffle toujours par durée de trois, six ou neuf jours? Il y a donc encore plus d'un point obscur dans l'étude de la circulation atmosphérique, non seulement dans son ensemble, mais encore dans les détails de son fonctionnement.

La circulation de l'atmosphère met en mouvement les masses gazeuses qui sont transportées d'un point à un autre du globe dans toute leur complexité, avec les éléments divers que contient l'air atmosphérique, en particulier avec la vapeur d'eau.

On sait combien la vapeur d'eau est nécessaire à la vie : pas d'eau, pas de vie végétale, pas non plus de vie animale. Or, toute cette eau, indispensable à l'existence des êtres organisés, indispensable à l'exercice des métiers et au fonctionnement de l'industrie, qu'elle soit prise aux sources ou puisée dans les fleuves, provient de la condensation, faite sous forme de pluie, de la vapeur d'eau que contient l'atmosphère. C'est donc encore à celle-ci que nous devons de pouvoir boire, et nous laver, délayer la farine de notre pain et gâcher le mortier qui sert à construire nos maisons.

Cette eau, condensée en pluie, ruisselle le long des flancs de nos chaînes de montagnes, forme les torrents, les rivières, les fleuves et retourne à la mer.

Là, la chaleur solaire la vaporise de nouveau et les courants aériens la transportent au-dessus des continents, où elle se condense encore une fois sur les cimes froides et élevées des montagnes.... Et le cycle recommence, image parfaite de la circulation d'un être vivant, par le système de ses vaisseaux sanguins.

Seulement, ici, l'être vivant c'est la Terre!

CHAPITRE XII

L'eau dans l'atmosphère.

Il y a de l'eau dans l'atmosphère : tout le monde a pu le constater. La pluie répand sur le sol des masses liquides qui viennent des couches d'air; les gouttelettes de rosée et de brouillards, les brumes, en sont une autre preuve.

Mais indépendamment de cette eau « visible » pourrait-on dire, il y a dans l'atmosphère de grandes quantités d'eau que notre œil ne saurait voir, car elle y est à l'état gazeux, à l'état de « vapeur »; et cette vapeur, jouissant des propriétés des gaz, ne peut être décelée que par des méthodes et des instruments spéciaux. Son rôle dans la nature est considérable : elle donne, par sa condensation, l'eau nécessaire à la vie animale et végétale, indispensable aussi à l'industrie, sous toutes ses formes; elle est un des principaux facteurs de l'absorption atmosphérique et de l'échauffement des couches gazeuses inférieures; condensée en gouttelettes, ou cristallisée en aiguilles de glace, elle diffuse, réfracte ou décompose la lumière du Soleil, et, quand des gouttelettes sont groupées en nuages, ceux-ci deviennent les « capacités » où s'accumulent les charges électriques de l'atmosphère, en même temps que, par leur progression, ils nous renseignent sur la direction et l'intensité des vents qui les déplacent. Aussi l'étude de

l'humidité atmosphérique est-elle une des plus importantes de la météorologie d'observations et de statistiques.

Quant à l'étude « scientifique » de la vapeur d'eau dans ses rapports avec l'atmosphère elle est du domaine de la physique, et comporte encore bien des points obscurs.

Nous n'avons pas à exposer ici en détail cette partie de la physique qui s'appelle l'hygrométrie : les traités élémentaires de météorologie et de physique générale y consacrent les pages nécessaires. Rappelons seulement qu'à chaque température, l'air a une « capacité » définie pour la vapeur d'eau, capacité d'autant plus grande que la température est plus élevée; à une température donnée, la quantité de vapeur contenue dans l'air est donc limitée : elle peut partir de zéro, avoir une force élastique de plus en plus grande, tout en demeurant à l'état gazeux, jusqu'à ce que cette force élastique atteigne une valeur *maximum*, déterminée pour chaque température, et au delà de laquelle la vapeur se condenserait : elle est alors « saturante ».

La condensation de la vapeur peut se faire de différentes manières : par le mélange d'une masse d'air avec de l'air plus froid ; par le rayonnement direct de l'air, rayonnement d'ailleurs assez faible et qui ne produit que de faibles quantités d'eau ; par la translation de l'air équatorial, très riche en vapeur parce qu'il est plus chaud, sur les pôles où la basse température condense des quantités importantes de sa vapeur; par contact avec de l'eau déjà fournie : pluie, neige ou grêle ; par la détente due à l'ascension « aérostatique » des masses d'air inférieures échauffées, qui fournissent, en se condensant sur les couches supérieures plus froides, les plus grandes quantités d'eau, et qui sont l'origine des averses les plus abondantes.

Comment se fait cette condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes solides? Est-il une raison physique qui la facilite ou qui la provoque? faut-il faire intervenir, pour en expliquer la formation, l'existence, dans l'atmosphère, d'agents non gazeux?

On sait aujourd'hui, comme conséquence d'expériences probantes, que la condensation exige la présence d'un « noyau »; les grains des poussières de l'air en constituent d'excellents, et c'est autour d'eux que se dépose tout d'abord l'eau qui forme la gouttelette. Si les poussières font défaut, les centres de condensation n'existent plus, l'air reste « sursaturé » et la condensation ne se fait que moyennant un abaissement de température supplémentaire.

Mais alors interviennent les « ions » : c'est principalement autour des ions négatifs que se fait la condensation : il suffit d'augmenter du quart de sa valeur le volume d'une masse d'air pour provoquer, autour des ions négatifs, la condensation de la vapeur qu'il contient. Vient-on à « surioniser » cet air, soit en y introduisant un fragment de sel de radium, soit en le faisant traverser par un faisceau de rayons X, soit enfin en l'éclairant par de la lumière ultra-violette? Aussitôt le nombre des ions augmente et l'opacité du brouillard formé s'accroît en même temps. Ce n'est pas tout. Si, par une série de détentes produites par augmentation du quart de son volume primitif on débarrasse l'air de tous ses ions négatifs, le brouillard devient de moins en moins visible. Mais il suffit, pour le faire réapparaître, de faire une détente par augmentation de volume d'un tiers, cette fois au lieu d'un quart : alors la condensation se fait sur les ions positifs. Et si nous accentuons la détente en la rendant plus importante, c'est sur les molécules elles-mêmes, devenues noyaux de condensation, que se formeraient les minces gouttelettes d'eau condensée. Dès lors, on conçoit qu'un même mouvement de con-

vection de l'air vers le haut puisse donner lieu à des précipitations plus ou moins abondantes, selon que l'atmosphère au sein de laquelle arrive l'air qui monte ainsi sera plus ou moins ionisée, plus ou moins riche en poussières suspendues.

Ainsi tout, dans la nature, nous montre l'importance de plus en plus grande des particules isolées : poussières, molécules, ions, électrons; et tout cela se trouve indissolublement lié aux radiations qui traversent l'espace : rayons X, rayons cathodiques, ondes électriques, rayons ultra-violets. Que nous voilà donc loin de cette météorologie statistique dont on s'est contenté jusqu'à présent! et comme les nouvelles conquêtes de la physique nous permettent l'espoir d'avoir quelque jour la clef de l'énigme atmosphérique!

La nature du brouillard, et celle des nuages qui ne sont que des brouillards élevés dans l'air, a été longtemps un « problème de l'atmosphère ». Il était surprenant, en effet, de voir les nuages, incontestablement formés de gouttelettes d'eau, flotter dans l'air, alors que la densité du liquide qui en constitue les sphérules était 800 fois plus forte que celle du milieu gazeux dans lequel elles flottaient. De là à les supposer creuses, analogues à de microscopiques bulles de savon, remplies de vapeur d'eau, il n'y avait qu'un pas, et ainsi tout s'expliquait aisément : chaque bulle, remplie de vapeur d'eau dont la densité est cinq huitièmes seulement de celle de l'air, devenait un petit aérostat, et l'on comprenait sans peine sa sustentation dans l'air. Telle était cette théorie de la constitution « vésiculaire » des éléments des brouillards; et cette théorie était encore dans l'enseignement en 1870.

Mais, un jour, un curieux eut l'idée d'examiner au microscope une gouttelette de brouillard congelée : il y vit une petite sphère massive de glace et non le petit ballon creux qu'il aurait dû observer si la gout-

telette eût été une « vésicule » ; de plus, la pression intérieure qu'eût dû avoir la vapeur pour équilibrer la tension superficielle des parois de la bulle était, comme l'indique le calcul, d'environ un tiers d'atmosphère pour une gouttelette d'un cinquantième de millimètre de diamètre, et cette surpression aurait tôt fait de provoquer, à l'extérieur, la diffusion de l'air inclus dans la vésicule creuse.

Il fallut donc se rendre à l'évidence : les gouttelettes étaient pleines. Alors pourquoi le nuage flottait-il dans l'air ? tout simplement parce qu'il ne flottait pas ; il « tombait » sans cesse ; seulement, la mécanique de l'atmosphère nous fournit l'explication de cette apparence de suspension, par la résistance que l'air offre à la chute des gouttelettes. Celles-ci, en effet, ont comme diamètre moyen un cinquantième de millimètre environ et leur distance est de cinquante à cent fois plus grande. Or, la force qui tend à faire tomber une goutte est proportionnelle à la masse de matière qu'elle contient, c'est-à-dire au cube du diamètre, tandis que la résistance que l'air oppose à sa chute est proportionnelle à la surface de la goutte, c'est-à-dire seulement au carré du diamètre au lieu du cube. Dès lors, quand la goutte augmente de diamètre, l'importance de la force qui la fait tomber, c'est-à-dire du « poids », augmente plus vite que la résistance de l'air : les grosses gouttes tombent donc beaucoup plus vite que les petites. Quand elles deviennent microscopiques, ce qui est le cas des gouttelettes du brouillard, c'est au contraire l'importance du poids qui diminue tandis qu'augmente celle de la résistance, et les petites gouttes tombent, par suite, très lentement, tellement lentement qu'une gouttelette de 1/50e de millimètre ne parcourt, en air calme, que 1 centimètre et demi par seconde. Dès lors, le moindre courant d'air ascendant les enlève de nouveau et les empêche d'arriver à terre.

Ainsi les nuages sont constitués de gouttelettes massives, mais dont la petitesse cause la chute très lente. Elles finissent tout de même par arriver au bas du nuage ; mais, là, l'air plus chaud les vaporise à nouveau ; la vapeur qui en résulte remonte à la partie supérieure du nuage où elle se condense derechef. Ainsi ce nuage se défait par en bas et se refait par en haut. Il suffit d'en observer un attentivement pour voir cette incessante déformation qui se traduit par une continuelle altération de son profil. Le nuage n'est donc que le « chapiteau visible d'une colonne de vapeur invisible ».

Je n'ai pas à décrire ici les diverses formes des nuages non plus qu'à parler de leurs hauteurs respectives. Les traités de Physique et de Météorologie élémentaires s'étendent longuement sur ce point de science purement descriptive, mais il est une catégorie de nuages qui nous intéressent tout particulièrement au point de vue des grands « problèmes de l'atmosphère » : ces nuages sont les *cirrus*. Ayant l'aspect de filaments légers, souvent à peine visibles, les cirrus constituent les « queues de chat » des marins ; ils sont souvent emmêlés au point de donner au ciel un aspect laiteux continu : on les nomme alors *cirro-stratus*, et *cirro-cumulus* quand ils s'étendent en strates parallèles, traces visibles des « ondes stationnaires » de l'air. Certains cirrus ou cirro-stratus atteignent l'altitude de douze kilomètres, altitude que l'on peut aisément mesurer par une opération trigonométrique faite en deux stations séparées par une distance connue.

Formés d'aiguilles de glace, ils subissent l'action des rayons ultra-violets qui, en raison de l'altitude, les frappent sans avoir subi d'absorption sensible, et les déchargent de leur électricité négative. Les rayons ultra-violets sont, du reste, de puissants agents d'io-

nisation de l'air : on comprend donc l'électrisation intense de ces nuages élevés ; en outre, cette ionisation multiplie les centres de condensation, donc facilite la formation des nuages.

Dès lors, toute cause d'accroissement de l'ionisation de l'air sera une cause d'accroissement dans la formation nuageuse, surtout dans les régions élevées. Or, pendant la période où l'activité solaire subit un paroxysme, c'est-à-dire au moment du maximum des taches solaires, l'émission de poussières solaires électrisées est maximum ; l'ionisation des couches supérieures de l'atmosphère doit donc augmenter en même temps. C'est ce que de longues années d'observation ont permis de constater d'une façon très nette : les années de maximum de taches sont aussi celles où le nombre de cirrus passe par un maximum, ainsi que le nombre des aurores polaires. Tous ces phénomènes sont connexes, et ont entre eux un lien étroit : le centre de toutes ces liaisons est le Soleil.

Epaves aériennes flottant dans la haute atmosphère, passivement entraînés par les courants qui la parcourent, les cirrus sont nos principaux agents d'information sur l'intensité et la direction de ces « courants supérieurs » dont la connaissance est si indispensable à l'étude de la circulation atmosphérique. Teisserenc de Bort l'avait bien compris, et avec son illustre collaborateur Hildebrand Hildebrandsson, avait montré l'importance que présente, pour la Physique du globe, l'étude suivie de ces mouvements nuageux. Même pour la prévision du temps à courte échéance, l'observation des cirrus est capitale et fournit à un observateur sagace des signes à peu près certains. Quand ils apparaissent inopinément dans un ciel pur, quand, surtout ils cheminent rapidement et se présentent avec des contours nets, ils sont généralement annonciateurs de mauvais temps, car ils sont le mouvement d'avant-garde, provenant du

déversement par le haut, de masses d'air enlevées par convection au centre d'un mouvement cyclonique important. Le météorologiste français Gabriel Guilbert, à qui l'on doit la rénovation des archaïques méthodes employés jusqu'à lui par les services météorologiques en vue de la prévision du temps du lendemain, a montré le parti qu'on en peut tirer en combinant leur observation avec celles des vents. Si, de plus, on peut combiner ces observations avec celles du baromètre, si l'on a à sa disposition les cartes d'isobares publiées quotidiennement par les services météorologiques des divers pays, on peut arriver à un pronostic suffisamment exact pour les besoins courants.

Quand les gouttelettes, petites et isolées, se réunissent en une gouttelette plus grosse, l'influence du poids plus grand l'emporte sur celle de la résistance de l'air proportionnellement plus faible : au lieu de tomber lentement, la grosse goutte tombe vite et arrive au sol avant d'avoir eu le temps de se vaporiser : c'est la *pluie.*

Mais bien des mystères enveloppent encore la naissance de ce phénomène pourtant si commun. Certes, il n'y a pas de pluie sans nuages préexistants, c'est entendu; incontestablement, c'est de la réunion des gouttelettes que proviennent les gouttes plus grosses qui viennent s'écraser sur le sol. Mais quelle est la cause qui fait que ces gouttelettes, primitivement séparées, vont tout à coup se réunir, s'agglomérer en gouttes plus grosses et constituer la pluie? Il est certain que l'électricité qui, par l'ionisation de l'atmosphère, joue un rôle important dans la formation même des gouttelettes qui constituent le nuage, joue également un rôle dans la réunion de ces gouttelettes en gouttes de pluie plus grosses. Le nuage, étant électrisé, possède une charge d'un certain signe et toutes les gouttelettes chargées d'électricité de même

sens se repoussent entre elles et « conservent leurs distances ». Mais qu'une décharge, brusque ou lente, provenant d'une source électrique de nom contraire, vienne ramener à l'état neutre notre nuage naguère électrisé : aussitôt sa charge disparaît, la répulsion réciproque de ces gouttelettes constitutives n'existe plus; elles peuvent donc se réunir, former des gouttes plus grosses et tomber sur le sol.

Cette formation de fortes gouttes ne se fait pas spontanément dans toute la masse du nuage; elle commence en un point et suit de proche en proche, ainsi que cela se passe dans nombre de phénomènes de la nature : la cristallisation, la congélation des solutions colloïdales, la solidification, par exemple. Il semble qu'il y ait une sorte d' « amorçage » sans lequel le phénomène ne saurait se produire et, une fois cet amorçage réalisé, cela continue dans toute la masse.

Il est, d'ailleurs, un fait d'observation qui vient à l'appui de cette explication de l'origine électrique de la pluie : au cours d'un orage, chaque fois qu'un éclair, en jaillissant entre deux nuages, les décharge et les ramène à l'état neutre, on observe que les gouttes de pluie sont plus grosses; la réunion des gouttelettes a donc été facilitée par la décharge électrique. D'ailleurs, comme tous les phénomènes de la nature sont connexes, ils sont reliés les uns aux autres par des relations, le plus souvent réversibles, de cause à effet. Ainsi la pluie provient de la réunion, sous l'action d'une décharge électrique qui les ramène à l'état neutre, de gouttelettes qui se sont électrisées en se groupant autour des ions répartis dans l'atmosphère; mais, dès qu'elles tombent, les gouttes de pluie vont, comme nous le verrons en étudiant l'origine de l'électricité atmosphérique, se charger positivement en passant entre les molécules gazeuses de l'atmosphère. Les observations de M. Baldit sur la

charge des gouttes de pluie montrent, en effet, que le rapport de la quantité de pluie électrisée positivement à la quantité électrisée négativement est 2,4; la charge positive apportée par la pluie est égale aux 4/3 de la charge négative.

Il est intéressant de constater que la dimension des gouttes de pluie provenant des nuages dépend beaucoup de l'épaisseur de ces derniers. Ainsi, des nuages de moins de 600 mètres d'épaisseur se résolvent rarement en pluie; de 600 à 1.200 mètres d'épaisseur, ils donnent une pluie fine et ce ne sont guère que les nuages ayant plus de 1.200 mètres d'épaisseur qui donnent des gouttes d'eau froides et grosses. Si l'épaisseur des nuages est très considérable, par exemple si elle dépasse 2.500 ou 3.000 mètres, ils peuvent donner de la grêle.

Ce dernier cas se trouve couramment réalisé par les nuages orageux dits *cumulo-nimbus*, qui nous paraissent presque noirs à cause même de leur épaisseur quand ils s'interposent sur le trajet des rayons lumineux directs ou diffusés. Des mesures faites aux Etats-Unis, à Washington, ont montré que des cumulo-nimbus pouvaient avoir leur base à 1.000 mètres d'altitude alors que leur sommet atteignait 5.000 mètres; ce sont donc des nuages ayant 4.000 mètres d'épaisseur.

Ces grands nuages, noirs et épais, sont par excellence les nuages orageux : formant une masse « finie » dans l'atmosphère indéfinie, le cumulo-nimbus épais constitue uu conducteur de grande capacité susceptible d'emmagasiner une forte charge électrique. L'épaisseur du nuage permettant, d'autre part, aux gouttes de pluie de grossir, l'altitude considérable de son sommet le plaçant dans une région froide, on voit que les gouttes de la partie supérieure pourront être « surfondues », c'est-à-dire à l'état liquide, encore que la tem-

pérature tombe au-dessous de zéro. Mais, on sait ce qui arrive d'un liquide en surfusion quand on le met en contact avec une parcelle du corps auquel sa solidification donnerait naissance : aussitôt que le contact a lieu, la solidification se fait instantanément, dans toute la masse du liquide. Si donc une aiguille de glace échappée d'un cirrus vient à pénétrer dans les gouttelettes surfondues d'un cumulo-nimbus, celles-ci se solidifient immédiatement à son contact en formant de petites boules de neige. Si l'on réfléchit, en outre, que les gouttelettes sont le plus souvent formées par condensation autour des ions négatifs, alors que les aiguilles de glace cristallisent autour des ions positifs, on comprend que l'électricité, toujours active dans le jeu des phénomènes atmosphériques, favorise le contact en question par l'attraction des charges de noms contraires. Le globule de glace primitivement formé va tomber vers le sol, attiré par la pesanteur, mais chaque fois que dans sa longue chute à travers les 3.000 mètres ou 4.000 mètres d'épaisseur des nuages, il rencontre une gouttelette surfondue, celle-ci se solidifie de suite à son contact, et la glace ainsi produite forme une couche qui se superpose au noyau solide déjà formé. Le noyau central se recouvre, par suite, de couches concentriques de glace qui augmentent petit à petit la masse du « grêlon » ; celui-ci grossit donc sans cesse à mesure qu'il descend. Si cette descente est oblique par suite du vent centripète résultant de la dépression qui a, par convection, donné naissance au nuage, son trajet se trouve encore allongé ; si la convection est considérable et le courant d'air ascendant assez fort au début, il peut même, avant d'être devenu trop lourd, être renvoyé vers le haut et s'accroître ainsi avant de traverser en tombant toute l'épaisseur de la masse nébuleuse. On conçoit dès lors que ces grêlons puissent, dans certains cas, devenir considérables: au cours d'un orage

de grêle, le 15 juillet 1905, j'en ai pesé, à Maisons-Laffitte, quelques-uns dont le poids dépassait 250 grammes; en Tunisie, on en a recueilli de plus d'un kilogramme. Il est inutile d'insister sur les dégâts que peuvent produire de pareils projectiles tombant de 1.000 ou 2.000 mètres de hauteur : destructeurs des récoltes, ils peuvent l'être aussi des habitations et des toitures, et peuvent même être cause de mort pour les animaux et pour les hommes.

La grêle, issue du cumulo-nimbus, accompagne le plus souvent les orages électriques qui sont la manifestation des charges de ces nuages : électricité et eau de l'atmosphère sont donc reliées étroitement par des relations de cause à effet. En outre, c'est le cumulo-nimbus qui donne naissance à ces violentes perturbations atmosphériques appelées « grains », dont le météorologiste français Durand-Gréville a étudié les stades avec une remarquable méthode et dont il a pu formuler les lois. Et ce n'est pas tout encore : souvent le noir cumulo-nimbus semble s'abaisser vers le sol; une protubérance, d'allure générale conique, se forme à sa base et dirige sa pointe vers la Terre : alors, une véritable succion paraît s'opérer dans cet appendice vermiculaire de la masse nuageuse. Il semble qu'un mouvement tourbillonnaire violent ait son siège dans le cumulo-nimbus, et, si le phénomène se produit au-dessus de la mer, on voit une sorte de bouillonnement se produire à la surface liquide, juste au dessus de la pointe nuageuse descendante, donnant l'apparence d'un « buisson » de gouttes d'eau. Petit à petit le buisson s'élève et prend de la consistance; il devient colonne liquide continue et s'élance vers le cône nuageux renversé, reliant ainsi le phénomène terrestre au phénomène atmosphérique : une *trombe* est formée. Cette trombe, peu large mais haute, dévaste tout sur son passage; quand elle circule sur l'Océan, un navire doit l'éviter avec soin. Les anciens

navigateurs racontaient qu'on la pouvait rompre à coups de canon : les observations très rigoureuses que nous possédons aujourd'hui semblent montrer qu'il n'en est rien. Quand elle se propage sur la terre ferme elle ravage tout : maisons, arbres, tout est « fauché » comme par une serpe gigantesque ; on dirait qu'un rabot a passé par la même route. A l'inverse des cyclones, dans lesquels la pression décroît graduellement de la circonférence au centre, la dépression due au passage d'une trombe est brusque et instantanée ; aussi, l'équilibre n'ayant pas le temps de s'établir, les toitures et les vitrages éclatent-ils souvent de dedans en dehors lorsqu'une trombe vient à passer au-dessus de la maison qui les porte. Le langage courant confond toujours trombe et cyclone : quand ils parlent de la trombe d'Asnières, les journaux disent le « cyclone d'Asnières », ce qui est inexact. Les cyclones, en effet, sont saisonniers, régionaux, et ont un sens déterminé dans chaque hémisphère, alors que les trombes peuvent se produire en tous lieux, en toutes saisons et tournent indifféremment à droite ou à gauche. De plus les cyclones sont des phénomènes dont on pourrait dire qu'ils sont « larges et aplatis » ; la représentation proportionnelle de leurs dimensions en largeur et en hauteur est fournie assez exactement par les nouvelles pièces de nickel perforées, le trou correspondant au calme central, tandis qu'un tire-bouchon est plutôt l'image d'une trombe.

L'origine de ces trombes est encore un mystère c'est, par excellence, un « problème de l'atmosphère ». Nous avons, il est vrai, des expériences aussi élégantes qu'ingénieuses dues à M. l'ingénieur Weyher qui est arrivé à reproduire artificiellement le phénomène des trombes dans tous ses détails : il fait, pour cela, tourner très rapidement à l'aide d'un moteur électrique, une sorte de roue à palettes montée sur un plateau, et placée horizontalement au-dessus d'un bassin plein

d'eau ; à peine la rotation est-elle commencée que l'on voit apparaître sur l'eau une agitation, puis le « buisson », puis enfin la trombe elle-même. C'est frappant au premier chef ; mais cela fait reculer l'obstacle sans le franchir. Comment prend naissance, dans la haute atmosphère, ce mouvement tournant initial qui, dans l'expérience de Weyher, semble indispensable à la production de la trombe ? Quelles forces mettent en jeu et dirigent ensuite les masses d'air qui l'exécutent ? Autant de points inconnus dans cette obscure question.

Au cours de ce chapitre, nous avons vu quelles étroites relations existaient entre la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et l'ionisation de l'air, c'est-à-dire, en somme, entre la production des « météores aqueux » et l'électricité atmosphérique. Ces relations ne sont pas les seules et chaque jour les nouvelles conquêtes de la Physique nous en montrent de nouvelles. Quand les gouttes d'eau se solidifient par cristallisation lente, elles cristallisent dans le système hexagonal, en formant les apparences bien connues des « étoiles » de la neige. Or, cette neige est radioactive ; pourquoi ?

Le dépôt de la rosée sur le sol terrestre est un phénomène qui, pour être courant, est encore loin d'être élucidé dans tous ses détails. Tout d'abord il est en relation directe avec l'évaporation dont les lois sont mal connues : elle dépend nettement de la transparence de l'air qui favorise le rayonnement nocturne des corps vers l'Espace ; elle dépend du pouvoir émissif et de la conductibilité thermique des corps sur lesquels elle se dépose au cours de la nuit ; elle dépend de la façon dont ces corps sont exposés au rayonnement et des abris plus ou moins efficaces qui les en protègent ; elle dépend de l'agitation plus ou moins grande de l'air, ainsi que de la hauteur au-

dessus du sol de l'objet qui rayonne : souvent les hautes feuilles des arbres sont sèches le matin, alors que l'herbe des prés qui les environne est humide de la rosée condensée pendant la nuit.

Mais d'où vient cette humidité qui fait la rosée ? les physiciens du XVII[e] siècle croyaient que les objets terrestres « exhalaient de l'humidité »; ils admettaient que la vapeur condensée était d'origine végétale. Certes, une raison de cet ordre doit intervenir : les objets terrestres émettent certainement de la vapeur d'eau ; mais il en est qui ne sont pas susceptibles de cette émission, par exemple les métaux non polis, noircis, qui se couvrent de rosée tout comme les végétaux. Il est probable, cependant, que l'humidité de l'air joue dans la production de la rosée le rôle prépondérant.

D'autre part, la rosée ne « tombe » pas comme tomberait une pluie très fine : si elle tombait du ciel toute formée, pourquoi les métaux « polis » exposés à l'air pendant la nuit, n'en seraient-ils pas recouverts ? Alors, tout en admettant la part considérable que joue dans sa production le degré d'humidité plus ou moins grand de l'atmosphère, on ne peut s'empêcher de songer à la conception si élégante des D[rs] Elster et Geitel, conception dont nous aurons à parler plus amplement au chapitre suivant. D'après ces savants, le sol a une véritable émanation radioactive; si donc il est ainsi, l'air se trouve de ce fait ionisé au voisinage même de la surface de l'écorce ; la vapeur d'eau se condense de préférence sur les ions négatifs qui auront ainsi facilité la production de la rosée.

Nous voici donc, une fois de plus, en présence d'une liaison entre un phénomène atmosphérique et l'électricité atmosphérique : nous allons étudier plus particulièrement celle-ci au cours du prochain chapitre.

CHAPITRE XIII

L'électricité et l'atmosphère.

L'atmosphère est le siège de phénomènes électriques : il suffit d'avoir été témoin d'un orage pour en avoir la certitude; et l'intensité que prennent, dans le milieu aérien, les manifestations de l'électricité suffit à montrer leur importance.

Tout d'abord, une expérience facile à faire démontre l'existence d'un champ électrique dans l'enveloppe gazeuse qui entoure la Terre : si, avec un électromètre sensible, on mesure le potentiel en un point élevé de quelques mètres au-dessus du sol, on constate que ce potentiel y a une valeur différente de celle du potentiel du sol lui-même; ce résultat est toujours constaté chaque fois qu'on monte dans l'air. Le potentiel s'élève à mesure que l'altitude augmente : au voisinage du sol, cet accroissement est d'environ 100 volts par mètre d'élévation. Il en résulte que la force attirante exercée sur une molécule chargée positivement et placée en un point quelconque du milieu atmosphérique sera dirigée vers le bas.

Il est à remarquer que, à l'intensité près, ces phénomènes sont absolument analogues à ceux que l'on observe en s'éloignant graduellement d'une sphère métallique isolée ayant une charge d'électricité négative. Or, la Terre est « isolée » dans l'espace, au moins au point de vue matériel; elle a la forme d'une

sphère : on a donc été naturellement conduit à identifier la Terre avec une sphère conductrice, chargée négativement, et isolée dans l'espace interplanétaire.

Pour expliquer l'existence de cette charge, lord Kelvin « admet » que la Terre l'a reçue à l'origine, au moment où, morceau détaché de la nébuleuse solaire, elle a pris son individualité de planète. Isolée dans l'espace, elle aurait conservé sans déperdition cette charge initiale, tout comme conserveraient la leur les nuages électrisés qui flottent audessus de nos têtes, s'ils sortaient des limites de notre monde terrestre pour aller, sous l'action d'une force inconnue, errer dans l'espace qui sépare les mondes les uns des autres.

La Terre étant conductrice, toute son électricité se trouve distribuée à sa surface, c'est-à-dire sur l'ensemble extérieur des continents et des mers en contact avec l'atmosphère, en supposant celle-ci parfaitement isolante; et, dans cette dernière hypothèse d'une atmosphère non conductrice, celle-ci peut contenir elle-même des masses électrisées, des nuages, par exemple, qui créent un champ attractif autour d'elles. Enfin, les astres et le Soleil en particulier peuvent envoyer à la Terre — et lui envoient probablement — des particules, des « poussières cosmiques » électrisées, qui interviennent dans les manifestations de l'électricité atmosphérique. C'est donc l'ensemble, la résultante de toutes ces causes élémentaires qui constitue le champ électrique dont nos électromètres mesurent le potentiel.

Le champ terrestre, s'il était uniquement le résultat de la charge superficielle négative du globe, serait essentiellement constant, dans le temps, si l'on admet qne la Terre ait conservé et conserve sans déperdition sa charge originelle. Il devrait également être caractérisé par un accroissement du potentiel rigoureuse-

ment proportionnel à la hauteur à mesure qu'on s'élève sur une verticale déterminée; enfin, le *gradient électrique*, c'est-à-dire le nombre de centimètres dont il faut s'élever pour trouver une augmentation de potentiel égale à 1 volt serait le même en tous endroits.

Qu'arriverait-il, au contraire, dans le cas où il y aurait dans l'atmosphère des charges électriques libres? Le calcul montre que si la charge de l'air en une région donnée est nulle, le gradient électrique sera le même à toutes les altitudes; si la charge électrique de l'air est positive, la chute de potentiel par mètre d'élévation diminue avec la hauteur; elle doit augmenter, au contraire, dans le cas où la charge de l'air serait négative.

Or, l'observation courante nous fait voir que le champ électrique subit de perpétuelles variations. Lorsque ces variations ont lieu par beau temps, la régularité du champ prouve la prépondérance de la charge négative permanente de la surface terrestre; mais l'existence des fluctuations du champ terrestre montre qu'il doit exister des charges libres dans l'atmosphère.

Ces fluctuations du champ comportent une variation diurne, caractérisée par une double oscillation : deux maxima et deux minima, avec cette particularité que le minimum nocturne a toujours lieu, quelle que soit l'époque de l'année, vers 4 h. 30 du matin en tous les lieux d'observation. Elles comprennent en outre une variation annuelle, le maximum étant en hiver et le minimum en été. L'amplitude de cette variation peut être considérable et faire passer du simple au double la valeur du gradient électrique.

A côté de ces variations en fonction du temps, il y a des variations en fonction de la latitude : elles ont été très bien mises en évidence par les observations faites au cours de la traversée du *Pourquoi-*

Pas? le navire de la seconde expédition du Dr Charcot. Ces déterminations, faites en mer, présentent un intérêt particulier. A terre, en effet, une foule de causes : la nature variable du sol, le relief, la radioactivité, et d'autres influences locales encore mystérieuses, empêchent les observations d'être très comparables entre elles. En mer, au contraire, la surface terrestre est homogène et sans relief : le navire, il est vrai, par son gréement métallique, peut troubler le champ; mais c'est là une difficulté qui n'est pas insurmontable; d'ailleurs, la perturbation due au navire serait constante et disparaîtrait dans des mesures relatives.

Le lieutenant de vaisseau Rouch a fait ces mesures sur une ligne à peu près droite, de la côte d'Espagne au détroit de Magellan. Il a constaté que, par beau temps, le champ était toujours positif; par 45° de latitude Nord, le gradient est 200 volts par mètre. A partir de 42° Nord, zone de calme (basses latitudes), le gradient s'affaiblit, pour recroître après Madère. De 30° N. à 10° N., dans la zone des alizés, le gradient devient constant, avec la valeur de 107 volts par mètre. Dans la zone équatoriale (pot au noir), il diminue et tombe à 50 volts, pour redevenir constant et égal à 125 volts dans la zone des alizés de S.-E., entre 3° N. et 15° S. Dès qu'on s'approche de la côte brésilienne, le champ devient faible et très irrégulier, mais de Rio-Janeiro au cap Horn, il redevient assez constant, avec une valeur moyenne de 155 volts (165 en octobre, 145 en avril). Ainsi, au-dessus de l'Atlantique, dans les calmes tropicaux et à l'équateur thermique le gradient est faible et inconstant : il augmente dans la région tempérée, et ne paraît pas décroître quand on se rapproche des pôles.

Quand le temps est troublé, on constate que le champ subit des variations considérables, non seulement en intensité, mais encore en direction, car,

dans certains cas, il peut changer de signe. Il faut alors admettre l'existence, dans l'atmosphère, de masses de gaz ou de vapeur fortement chargées d'électricité. Or, il n'y a pas que les nuages « visibles », c'est-à-dire les masses de vapeur que leur condensation en gouttelettes ou en aiguilles de glace permet d'apercevoir : il y a ce qu'on pourrait appeler les « nuages secs », masses gazeuses à forte proportion de vapeur non condensée, susceptibles de charges importantes. Les nuages électrisés donnent lieu à des décharges brusques, soit entre eux, soit entre eux et la terre : l'éclair, long parfois de plusieurs kilomètres, n'est autre chose que l'étincelle de cette décharge, le tonnerre en est le bruit, bruit accompagné d'un roulement caractéristique. Ce roulement provient, soit d'échos aériens ou terrestres, en pays de montagnes, par exemple, soit de ce que la décharge se fait « par fractions » entre des séries de nuages séparés, soit enfin de la faible vitesse du son qui ne parcourt que 330 mètres à la seconde, de sorte que le bruit produit à l'extrémité d'un long éclair n'arrive que quelques secondes après celui qui est produit à l'autre. Enfin, rien n'est mystérieux comme ces « éclairs en boule », cette « foudre globulaire » cent fois constatée dans d'indiscutables témoignages et qui, malgré les expériences par lesquelles Gaston Planté a cru la reproduire avec sa machine rhéostatique, demeure encore un « problème de l'atmosphère » non résolu. Les traités de Physique et de Météorologie s'étendent longuement sur les effets de la foudre : je n'ai pas à donner ici à leur sujet des détails que le lecteur trouvera abondamment dans tous les livres de vulgarisation consacrés à la foudre, aux éclairs, et au tonnerre.

Mais une chose est à remarquer : toutes les grandes perturbations atmosphériques sont accompagnées de manifestations électriques. Cette loi ne souffre guère

d'exceptions. Cyclones, trombes, typhons, sont escortés d'éclairs et de tonnerre; et les puissants jets gazeux que lancent dans l'air les éruptions volcaniques semblent pris d'assaut par des éclairs qui jaillissent de tous côtés vers eux; ils produisent sans doute une partie de cette électricité par le mécanisme de la machine électrostatique d'Armstrong, qui fonctionne à l'aide de jets de vapeur.

Quelle est l'origine de ces charges électriques? C'est un « problème de l'atmosphère » qui est encore loin d'être complètement résolu. Lord Kelvin avait supposé, comme nous l'avons dit, que la Terre avait reçu et conservait une charge initiale. Si donc, en vertu de cette charge, la surface du sol est électrisée négativement, les nuages qui passent au-dessus de lui s'électrisent par influence et nous retombons dans le cas de toutes les expériences classiques de l'électrostatique : l'électricité positive est dans la partie la plus voisine du sol, l'électricité négative dans la plus éloignée. Le nuage vient-il à se diviser, par rupture ou condensation, en pluie, de l'une de ses parties? il reste, soit deux nuages séparés, l'un positif, l'autre négatif, soit un nuage négatif et des gouttes de pluie chargées positivement, qui tombent sur le sol.

Mais, indépendamment de l'électrisation due à l'*influence* de la charge terrestre, il y a, dans l'air, des causes génératrices d'électricité. La principale est la chute même de la pluie. Lord Kelvin a démontré par l'expérience que, quand de l'eau *distillée* tombe en gouttelettes dans l'atmosphère, les gouttes se chargent positivement et l'atmosphère négativement : il a même construit une petite machine électrostatique basée sur ce principe. Si, au lieu d'être formées d'eau distillée, les gouttelettes qui tombent sont constituées par de l'eau tenant en dissolution une ou plusieurs subs-

tances salines, le phénomène change de sens : les gouttes s'électrisent négativement et l'atmosphère positivement. Ce phénomène se produit à chaque instant à la surface des mers, où le vent arrache aux crêtes de vagues des « embruns » qui s'électrisent négativement et retombent en poussière liquide à la surface de la mer, où ils apportent leur charge négative, contribuant ainsi à l'entretien de la charge négative de la Terre, et si, comme on l'a objecté à l'hypothèse de lord Kelvin, il est difficile d'admettre la persistance, à travers le temps, de la charge initiale du globe, on voit que cette charge se trouve ainsi « entretenue » par un mécanisme permanent.

Mais nous avons une autre source d'électricité atmosphérique, peut-être la principale de toutes : cette source, c'est l'ionisation de l'air, et nous ne la connaissons que depuis l'époque récente où le génie d'Henri Becquerel a découvert les phénomènes de la radioactivité, insoupçonnés jusqu'à lui. L' « ionisation » est la séparation d'une molécule non électrisée, c'est-à-dire chargée également d'électricité positive et d'électricité négative, en deux groupements atomiques chargés, au contraire, l'un d'électricité positive, l'autre d'électricité négative. Les gaz peuvent être ainsi « ionisés » sous diverses influences : rayons ultra-violets, rayons Rœntgen et surtout rayons Becquerel, émis par les corps radioactifs. Or, ces corps radioactifs sont contenus dans le sol en grande quantité et peut-être la radioactivité est-elle une propriété générale de la matière elle-même, les corps n'étant différenciés à ce point de vue que par le degré plus ou moins considérable suivant lequel ils sont radioactifs.

En 1899, deux savants allemands, les Drs Elster et Geitel, découvrirent qu'il existe dans l'atmosphère des « ions » ou charges électriques libres : le « degré

d'ionisation » de l'air se trouve alors mesuré par le nombre d'ions libres dans l'unité de volume. Le sol, chargé négativement, repousse les ions négatifs et attire les ions positifs, de sorte que ceux-ci se trouvent en plus grand nombre dans les couches inférieures de l'atmosphère. Mais on sait qu'un corps conducteur électrisé, placé dans l'air, se décharge plus ou moins rapidement suivant les conditions atmosphériques dans lesquelles il se trouve placé. D'autre part, on a constaté expérimentalement que la vitesse de déperdition d'une charge négative est d'un quart ou d'un cinquième plus considérable que celle d'une charge positive : la prédominance des ions positifs au voisinage du sol explique cette déperdition des conducteurs électrisés.

Ainsi, le rayonnement radioactif du sol terrestre, d'une part, et, d'autre part, certaines causes encore mystérieuses pour nous expliquent la présence dans l'atmosphère des ions ou charges électriques libres. Si l'on rapproche de cette existence le fait de la déperdition plus rapide des charges négatives, on peut conclure que, dans un laps de temps déterminé, la surface du sol terrestre recueille plus d'ions négatifs que d'ions positifs. Ainsi s'explique d'une manière différente l'entretien de la charge négative de la Terre et l'on comprend que, dans ces conditions, l'air conserve un excès d'électricité positive. Dès lors, on comprend facilement la chute normale du potentiel, ainsi que la diminution du champ avec l'altitude, puisque l'air renferme un excès d'ions positifs.

Telles sont les vues générales des Drs Elster et Geitel au sujet de l'électricité atmosphérique. Les travaux du professeur Ebert l'ont amené à les modifier légèrement. Le Dr Ebert fait remarquer que, si l'émanation radioactive du sol terrestre est une cause importante de l'ionisation de l'atmosphère, l'air qui se trouve dans les cavités et les pores de la surface ter-

restre est bien plus fortement ionisé que l'air extérieur, étant en contact plus intime et plus prolongé avec les éléments radioactifs eux-mêmes ; cette remarque est confirmée par les mesures de radioactivité faites sur l'air des grottes, des caves, des puits et des galeries de mines. Dans ces conditions, toute diminution de la pression atmosphérique fait sortir du sol une partie de l'air ionisé qu'il contient ; cet air, circulant dans les « pores » de l'écorce, cède par diffusion aux parois entre lesquelles il circule, plus d'ions négatifs que d'ions positifs. Il apporte donc, dans le milieu atmosphérique où l'appelle la dépression, un excès d'ions positifs que le brassage de la troposphère diffuse jusqu'aux parties plus élevées de l'enveloppe gazeuse de notre globe : le champ terrestre normal est donc constamment entretenu par ce mécanisme incessant. Et l'on comprend alors le synchronisme entre la double oscillation diurne du baromètre et celle qui traduit les variations de l'électricité atmosphérique.

Il est, toutefois, un facteur important que l'on ne peut s'empêcher de faire intervenir dans l'étude de l'électricité atmosphérique, c'est la précipitation aqueuse. L'existence d'ions positifs en excès à des altitudes égales ou supérieures à 3.000 mètres est démontrée par la décroissance constante du champ électrique et, cependant, le champ lui-même devrait tendre à repousser vers la Terre les ions positifs, tandis qu'il élèverait les négatifs. Le brassage des couches inférieures ne suffit pas à expliquer cette chose et on s'est demandé s'il ne fallait pas, contrairement aux vues théoriques des savants allemands, placer le siège de la région de séparation des ions positifs et des ions négatifs, non plus dans les couches basses en contact avec l'écorce terrestre, mais, au contraire, dans les couches les plus élevées de l'atmosphère.

On sait, en effet, que les ions positifs et négatifs condensent inégalement la vapeur d'eau : les expériences de Wilson ont montré que la condensation de l'eau se produit surtout sur les ions négatifs. Il en résulte que, dès qu'un nuage prend naissance par la formation de gouttelettes, celles-ci ramassent toute l'électricité que l'air contenait sous forme d'ions libres : les gouttelettes sont donc « chargées » électriquement.

Cela posé, nous pouvons admettre que l'air humide contient 2 °/₀ de son poids de vapeur d'eau : supposons que la moitié seulement de cette vapeur vienne à se condenser, soit 1 °/₀ du poids de l'air qui la renferme. Comme la densité de cet air est 770 fois plus faible que celle de l'eau, il en résulte que le rapport du volume de l'air au volume de l'eau qui s'y forme sera 77.000. En tout cas, nous pouvons toujours admettre qu'il est compris entre 50.000 et 100.000. Cette concentration peut donc donner aux gouttelettes formées par condensation une charge électrique très appréciable. En outre, le potentiel de ces gouttelettes augmente rapidement à mesure qu'elles se réunissent entre elles pour constituer, par leur réunion, des gouttes d'eau plus grosses. Si, en effet, nous considérons n gouttelettes d'égales dimensions, et une seule grosse goutte résultant de leur réunion, le volume de celle-ci sera n fois le volume d'une des gouttelettes composantes, mais sa surface, au lieu de croître comme le nombre n, croît seulement comme $\sqrt[3]{n^2}$ et le rayon ne s'accroît que comme $\sqrt[3]{n}$. La capacité électrostatique de la goutte résultante est donc inférieure à la somme des capacités des gouttelettes composantes : de là un accroissement de potentiel, et l'on voit, du même coup, que des degrés identiques d'électrisation de l'atmosphère peuvent correspondre à des potentiels très différents, suivant

que les gouttes d'eau de condensation sont de plus ou moins grand diamètre. Le potentiel sera très faible dans les nuages constitués de gouttelettes très ténues; mais il sera très fort, au contraire, dans les nuages qui, comme les cumulo-nimbus orageux, sont formés de grosses gouttes provenant chacune de la réunion d'un grand nombre de gouttelettes électrisées. Ainsi se comprend la charge électrique de ces nuages qui sont le siège des manifestations électriques les plus violentes qu'il nous soit donné d'observer.

On voit donc que, suivant les cas, les nuages pourront être chargés très inégalement et très différemment, que leurs potentiels peuvent être différents les uns des autres, et très différents de celui du sol. Nous allons voir qu'il y a encore une autre cause qui intervient dans leur électrisation, et cette cause est dans le rayonnement solaire.

La lumière du Soleil, est, en effet, riche en radiations ultra-violettes, invisibles pour nos yeux, mais remarquables par l'importance de leurs effets chimiques. Les rayons ultra-violets, venant rencontrer un conducteur chargé d'électricité négative, le déchargent immédiatement, alors qu'ils respectent les charges positives et n'occasionnent aucune déperdition aux conducteurs qui les portent.

D'autre part la glace sèche se comporte comme les conducteurs métalliques, et nous savons que les cirrus, les nuages les plus élevés qui flottent dans l'atmosphère, sont exclusivement composés d'aiguilles hexagonales de glace. Si donc un cirrus est soumis à l'influence d'un nuage sous-jacent chargé d'électricité négative, les deux électricités de chacune de ses aiguilles de glace sont séparées; l'électricité négative sera déchargée par l'action des radiations ultra-violettes qui viennent le frapper, et le cirrus demeurera chargé uniquement d'électricité positive. C'est sur-

tout dans les hautes régions de l'air que les rayons ultra-violets sont abondants, à cause de la moindre absorption qu'ils y subissent, par le fait de l'absence des éléments absorbants accumulés surtout dans les couches inférieures. Comme, d'autre part, c'est dans les régions élevées que sont les cirrus, on comprend ainsi l'origine de leur électrisation positive, tandis que l'air dans lequel ils flottent restera chargé de l'électricité négative que les rayons violets ont soutirée aux aiguilles de glace.

Voilà donc le Soleil qui intervient dans les phénomènes de l'électricité atmosphérique ; on serait tenté de croire que cette intervention est exceptionnelle : aujourd'hui, il semble probable au contraire, qu'elle est permanente et que le Soleil est le grand facteur dont les variations président à toutes manifestations électriques si variées dont notre atmosphère est le siège. L'astre du jour possède en effet, une charge électrique considérable et crée autour de lui un champ électrique : c'est aux travaux d'Albert Nodon, en 1885, qu'est due la première constatation expérimentale de ce fait si important. Ce physicien montra que les radiations solaires communiquent à un conducteur isolé une charge positive qui croît avec l'intensité de la radiation, le phénomène cessant dès que des nuages passent devant le Soleil. Bernard Brunhes confirma, en 1905, par de belles séries d'expériences les résultats obtenus antérieurement par Nodon.

Le Soleil est donc chargé d'électricité, et cette charge, d'après les calculs d'Arrhenius, peut s'élever jusqu'à 250 milliards de « coulombs ». Il est naturel qu'elle donne naissance à un champ électrostatique. Comme, de plus, elle tourne rapidement autour du globe solaire, elle doit, en outre, donner naissance à un champ magnétique, conséquence du phénomène de transport de charges, découvert par

Rowland et confirmé d'éclatante manière par les classiques expériences du physicien roumain Vasileşco Karpen.

Le champ électrostatique du Soleil doit être très faible à la distance où se trouve la Terre du globe incandescent; si faible soit-il, il doit cependant exister. Mais là ne se borne pas l'action électrique de l'astre : grâce à l'effet de la pression de radiation, le Soleil lance loin de lui, dans l'espace, des particules très petites de matière cosmique, électrisées négativement. Ces particules peuvent arriver jusqu'à la Terre et apportent, dans notre atmosphère, leur électricité. Les ions des couches supérieures sont entraînés dans le mouvement même de la Terre, repoussés par celle-ci, puisqu'elle est chargée d'électricité du même signe que la leur; ils demeurent donc dans la haute atmosphère et y forment une circulation d'électricité qui a, entre autres effets, une action incontestable, soit génératrice, soit modificatrice sur le magnétisme manifesté dans la Terre elle-même. Nous n'avons pas à parler ici du magnétisme terrestre, non plus que des « courants telluriques » qui en parcourent l'écorce: le lecteur curieux de détails de ces phénomènes en trouvera des indications dans *La Vie et la Mort du Globe* [1]. Mais l'arrivée de ces poussières dans notre atmosphère y produit des phénomènes sur lesquels il importe d'insister.

Le Soleil possède un état magnétique et présente deux pôles magnétiques comme la Terre en présente elle-même. D'autre part, on tient pour à peu près certain que la « couronne » solaire et constituée, comme nous l'indique la belle théorie d'Arrhenius, de particules matérielles très ténues, que la pression de radiation chasse loin de l'astre : les files

1. *La Vie et la Mort du Globe*, par A. Berget, 1 vol. Bibliothèque de Philosophie scientifique. Flammarion, éditeur, Paris.

de ces particules électrisées forment de véritables « rayons » qui, partant des régions de la surface du Soleil voisine des pôles de l'astre, s'infléchissent sous l'influence des lignes de force qui partent de ces mêmes pôles, formant ainsi un gigantesque « fantôme magnétique ».

Quand ces poussières arrivent au voisinage du globe terrestre, elles subissent, en vertu de leur électrisation négative, l'influence des pôles magnétiques de celui-ci. Elles vont donc se grouper en deux faisceaux qui se dirigeront vers les pôles magnétiques du globe. Et, comme selon toute vraisemblance les pôles ne sont pas placés à la surface extérieure du sol terrestre mais à une certaine profondeur dans l'intérieur de l'écorce, ces rayons, convergeant vers leur centre d'attraction, coupent la terre suivant une « zone » qui marque l'intersection de leur fuseau avec la surface externe de la croûte terrestre. Ainsi ils doivent rencontrer le sol suivant deux lignes, grossièrement circulaires et entourant les pôles magnétiques L'arrivée de ces multitudes de poussières électrisées va donc modifier le magnétisme terrestre chaque fois qu'elle sera plus abondante, ce qui se produit quand l'activité solaire passe par un maximum, éprouve un « paroxysme ».

Mais, en outre, quand ces poussières rencontrent les couches supérieures de l'atmosphère terrestre où les gaz sont raréfiés à l'extrême, elles y engendrent une lueur phosphorescente, absolument comme si les molécules clairsemées de cet air étaient soumises à l'action des rayons électriques provenant d'un fragment de matière radioactive. Elles se déchargent en émettant des rayons cathodiques qui sont l'origine de l'*aurore polaire*. C'est au Dr Birkeland que l'on doit les plus curieuses études de ce majestueux phénomène que nous n'avons pas à décrire ici : tous les voyageurs polaires l'ont dépeint,

avec autant de détails que de légitime enthousiasme; tous les traités de Météorologie s'étendent longuement sur ses apparences, à défaut, souvent, d'en expliquer l'apparition. Le savant physicien s'est proposé d'étudier expérimentalement le phénomène de l'aurore polaire, non plus dans la nature, mais dans son laboratoire. Il a pris une sphère d'acier aimantée, figurant la Terre, et l'a recouverte d'une couche de substance fluorescente. Cela fait, il l'a exposée dans un récipient de verre, à l'action de rayons cathodiques dont le trajet était accusé par l'enduit fluorescent de la sphère, enduit qui s'illuminait à leur contact.

Il a pu ainsi reproduire artificiellement toutes les particularités des aurores polaires. La courbe d'illumination produite sur la sphère d'acier par la convergence des rayons cathodiques venant heurter le petit globe aimanté reproduisait, avec une surprenante fidélité, la forme des courbes *isochasmes*, c'est-à-dire des courbes qui réunissent, sur une mappemonde, les points de la Terre où les aurores s'observent avec la même fréquence. Ce qu'il y a de particulièrement intéressant dans ces belles recherches expérimentales, c'est qu'elles ont été faites en employant les rayons cathodiques. Or, précisément, on sait aujourd'hui que ces rayons sont formés de particules chargées négativement et animées de vitesses considérables, tout comme le sont les poussières chassées loin du Soleil par sa pression de radiation. C'est donc une magnifique confirmation, par les faits, des idées théoriques que nous venons de résumer relativement à l'origine des aurores polaires.

Nous allons en voir une confirmation encore plus nette dans les observations de l'astronome italien Ricco. Si notre théorie est exacte, si les aurores polaires et les phénomènes électriques que nous

observons sur la Terre ont vraiment leur origine dans l'arrivée des poussières que le Soleil repousse radiodynamiquement loin de sa surface, cette répulsion exercée par l'astre sera plus intense quand les facules que l'on voit sur sa surface seront plus développées, c'est-à-dire aux époques de grande activité éruptive du Soleil, époques qui correspondent aussi à l'abondance plus grande des taches. Cela revient à dire que les maxima et les minima des aurores et des perturbations électriques et magnétiques du globe doivent coïncider avec ceux de l'activité éruptive du Soleil.

Mais si l'origine de ces aurores se trouve dans l'arrivée des poussières solaires jusqu'à notre atmosphère, il faut cependant penser que ces poussières ne cheminent pas avec une vitesse infinie à travers l'espace interplanétaire, mais, au contraire, avec une vitesse essentiellement finie : elles doivent donc mettre un certain temps à effectuer leur voyage, en un mot, elles ont une « vitesse » de translation. Il est possible de calculer cette vitesse : Arrhenius l'a fait. Considérons une sphérule non transparente de $0^{mm},00016$ de diamètre, dimension qui correspond à la valeur maximum de la pression de radiation, et, par suite, à la plus grande vitesse de propulsion; supposons, en outre, que cette sphérule ait la même densité que l'eau, c'est-à-dire l'unité. Cette sphérule sera soumise à l'attraction du Soleil d'une part, et, d'autre part, à la force radiorépulsive qui est deux fois plus forte que l'attraction : on trouve ainsi, pour vitesse de propagation de la sphérule, le chiffre de 740 kilomètres à la seconde, c'est-à-dire que ce grain de matière mettrait cinquante-six heures à franchir l'intervalle qui sépare le Soleil de la Terre, intervalle que la lumière parcourt en huit minutes.

Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que cette particule de poussière solaire, à laquelle nous avons

bien gratuitement attribué une densité égale à celle de l'eau a, sans doute, une densité beaucoup plus faible, car elle est, selon toute vraisemblance, constituée par des carbures d'hydrogène, contenant de l'hydrogène et de l'hélium dissous dans sa masse. Si notre sphérule avait une densité égale aux deux tiers de la densité de l'eau, soit une densité voisine de 0,66, le calcul montre qu'elle mettrait quarante-cinq heures à franchir la distance qui sépare le Soleil de la Terre.

Or, précisément, l'astronome Ricco a trouvé qu'il s'écoulait tout juste quarante-cinq heures et demie entre le passage d'une tache solaire au méridien et le maximum d'amplitude de la perturbation magnétique consécutive, ce résultat étant basé sur une dizaine de cas très nettement observés ; dans une autre série d'observations, on a trouvé quarante-deux heures et demie. C'est là une concordance remarquable. Et l'on peut alors admettre comme tout à fait légitime cette théorie qui explique avec tant de claire simplicité l'origine et le mécanisme de ces aurores, si mystérieuses pour nous jusqu'à présent. Environnant la « ligne de chute » des poussières qui les engendrent, on comprend également bien qu'elles doivent briller au nord de cette ligne pour les points qui lui sont extérieurs, et, au sud, pour ceux qui sont compris dans son périmètre. C'est cette même ligne que les physiciens désignent sous le nom de « ligne neutre » et que l'on trace en traits plus forts parmi les « isochasmes » dont le réseau recouvre les cartes des régions polaires.

L'arrivée, dans notre atmosphère, des poussières électrisées lancées par le Soleil, y produit d'autres effets : ces particules, en rencontrant les couches d'air supérieures, s'y déchargent vers la Terre par le mécanisme des aurores polaires, et entretiennent

ainsi à la surface de notre globe cette charge négative qui est à la base de l'étude de l'électricité atmosphérique, ainsi que nous l'avons vu, puisque c'est l' « influence » de cette charge qui explique en partie l'électrisation des nuages.

En outre, les rayons ultra-violets émis par le Soleil sont très absorbés lorsqu'ils viennent à traverser les couches successives de l'atmosphère terrestre : ils y provoquent l' « ionisation » des molécules d'air, et cette ionisation se fait de façon plus active dans les couches aériennes élevées. Les courants d'air ascendants, enlevés au-dessus du sol par le mécanisme de la convection, emportent toujours avec eux des masses considérables de vapeur d'eau, et cette vapeur se condense dans les régions supérieures, par l'effet du refroidissement d'abord, mais aussi par celui de l'ionisation elle-même : Wilson a montré, en effet, au cours de très remarquables expériences, que la condensation de la vapeur se fait, de préférence, autour des ions négatifs.

C'est pour cela que les nuages sont, en grande majorité, électrisés négativement : de Romas et Franklin l'avaient prouvé il y a un siècle et demi par leurs immortelles expériences du cerf-volant électrique, et ce fait a été confirmé par des observations nombreuses d'aéronautes qui ont constaté que, après que sont tombées les gouttes de la pluie, l'air qui les contenait restait chargé positivement. Quand la convection sera plus active, les orages seront plus fréquents : cela se produit en été. Et, chose remarquable, la fréquence plus ou moins grande des orages paraît obéir à une loi de périodicité qui est la même que celle des aurores polaires. On a pu déterminer pour ces aurores une première périodicité (période courte) d'environ 26 jours, et une périodicité longue, de 11,1 années. Or, l'étude statistique des orages faite en divers lieux y a fait découvrir des périodicités de même ordre.

Ainsi, von Bezold pour l'Allemagne du Sud, Eckholm et Arrhenius pour la Suède, ont constaté que les orages y suivent la périodicité courte, de 26 jours, durée sensiblement égale à celle de la révolution synodique des taches à l'équateur solaire. D'autre part, les études de Hess sur les orages de Suisse lui ont permis d'affirmer que la périodicité à laquelle leur fréquence paraît soumise est de 11,1 années, c'est-à-dire la période longue du Soleil.

L'action électrique du Soleil sur les phénomènes électriques de l'atmosphère est donc très nette : elle s'exerce, d'ailleurs, non seulement sur la fréquence des orages, mais encore sur l'électricité de l'air. D'observations faites depuis vingt ans à l'Observatoire de Kiew, il résulte que le potentiel de l'air s'est trouvé en moyenne de 147 volts par mètre d'ascension pendant les années au cours desquelles le nombre des taches solaires était minimum, tandis que la valeur moyenne du gradient électrique était de 159 volts pendant les années de maximum.

L'influence de l'activité solaire sur l'électricité atmosphérique constitue une étude dont l'importance est grande, en ce qui concerne particulièrement la vie organique sur notre planète. Ce sont, en effet, ces décharges électriques qui font combiner entre eux l'azote, l'oxygène et l'hydrogène contenus dans l'air, et de cette combinaison résultent les composés ammoniacaux, les nitrites et nitrates dont nul ne songe à discuter, aujourd'hui, le rôle capital dans la végétation. Ces composés ammoniacaux paraissent engendrés dans les régions tempérées, moins par les décharges disruptives comme celles des orages, que par les décharges lentes analogues à celles des aurores polaires. Ce sont aussi ces décharges qui donnent naissance à l'ozone des couches supérieures de l'atmosphère. Dans la région de la zone torride, au con-

traire, il semble que ce soient les orages électriques et leurs décharges violentes qui produisent les abondantes combinaisons oxygénées qu'on y rencontre.

Arrivant au sol avec la pluie qui les entraîne, elles y favorisent la végétation : à l'Observatoire de Montsouris, à Paris, on a trouvé, comme moyenne de vingt ans d'observations, qu'un litre d'eau de pluie entraîne 2 milligrammes d'azote ammoniacal et deux tiers de milligramme d'azote nitreux. Quelque faibles que puissent paraître ces teneurs en azote, elles sont d'importance au point de vue agricole, car il faut envisager à ce point de vue, non plus la teneur d'un litre, mais la somme totale de composés azotés contenus dans la masse des eaux de pluie qui tombe annuellement sur la Terre. Si nous considérons seulement les précipitations aqueuses sur le sol français, sur lequel tombe annuellement une hauteur d'eau moyenne de 75 centimètres, nous trouvons, par un calcul élémentaire, que la pluie amène par hectare et par an une quantité d'azote égale à 20 kilogrammes, ce qui équivaut à l'épandage de 142 kilogrammes de salpêtre ; si nous étendons notre calcul à la totalité de la superficie du sol français, nous trouvons que l'apport de la pluie en nitrates, équivaut à des milliers de tonnes de salpêtre : on voit par là combien est importante l'eau de pluie, et combien il est difficile de la remplacer par de l'eau « d'irrigation » qui ne contient pas l'azote fertilisant. Si maintenant, des régions tempérées nous passons à l'équateur, la proportion des composés azotés contenus dans l'eau de pluie peut y être beaucoup plus forte, et atteindre une valeur 10 fois plus forte que dans nos pays : ainsi peut s'expliquer la luxuriante végétation des régions intertropicales.

Toutefois, les décharges électriques, violentes ou calmes, dont l'atmosphère est le siège, ne sont pas la cause unique de la formation des composés azotés : il y a l'action des radiations ultra-violettes qui inter-

vient dans une large proportion. Les beaux travaux de Daniel Berthelot, qui a institué à l'aide des rayons ultra-violets une méthode générale de « Photo-Synthèse » ont montré avec quelle facilité ces rayons opéraient les combinaisons les plus difficiles. Leur abondance dans les régions supérieures de l'atmosphère explique donc qu'ils y provoquent les combinaisons de l'azote avec l'hydrogène et l'oxygène qui s'y trouvent. Et d'autre part, peut-on séparer l'action des rayons ultra-violets de l'action électrique, étant données les propriétés électriques dont jouissent ces rayons ?

L'émission, par le Soleil, de particules électriques lancées jusqu'à nous par l'action répulsive de la pression de radiation n'est pas la seule manière d'expliquer l'action exercée par l'astre central sur les phénomènes électriques de l'atmosphère terrestre. M. Henri Deslandres, directeur de l'Observatoire d'astronomie physique de Meudon, a proposé une théorie de l'action solaire basée sur les propriétés des rayons cathodiques.

Les phénomènes électriques de l'atmosphère terrestre, ainsi que les phénomènes magnétiques dont la Terre est le siège pourraient, en effet, s'expliquer par des courants de convection électrique qui traverseraient l'espace interplanétaire et émaneraient de la masse centrale. Des expériences probantes de laboratoire ont, du reste, montré que la raréfaction du milieu favorise la propagation de ces rayons « cathodiques », issus de la cathode dans les tubes à vide. Il semble donc tout à fait vraisemblable que le Soleil, tout en émettant des rayons lumineux ordinaires, de structure ondulatoire, puisse émettre aussi des rayons formés de corpuscules négatifs. On pourrait, il est vrai, croire nécessaire la présence d'une électrode positive extérieure pour que le rayonnement puisse exister ; mais les expériences montrent que ce rayonnement est indépendant de la position de l'électrode

dans les tubes de Crookes, et que les rayons cathodiques se propagent en ligne droite, dans une direction normale au plan de la cathode, aussi longtemps qu'ils ne sont pas absorbés par un milieu matériel et à condition de ne passer dans la région d'action d'aucun champ magnétique ou électrique susceptible d'agir sur eux et de leur infliger une déviation. Si donc nous voulons penser que les rayons cathodiques cheminent du Soleil à la Terre, il n'est nullement nécessaire d'admettre que notre globe joue le rôle d'une électrode positive : il peut arriver que des décharges, dont les deux pôles seraient situés sur ou dans le Soleil, traverseront l'espace en y promenant leurs corpuscules cathodiques.

C'est sur des considérations de cet ordre que M. Deslandres a élevé sa théorie. Pour l'éminent astronome, le Soleil est un astre d'émission de rayons cathodiques, et c'est à l'effet de ceux-ci que serait due l'illumination de la couronne.

Par une conception d'une très haute philosophie, M. Deslandres est conduit à penser que tous les corps célestes, soleils, planètes, comètes, nébuleuses même doivent présenter les mêmes phénomènes, à l'intensité et à la proportion près; c'est de la différence dans les intensités que provient la diversité des apparences. Partant de ce point de vue très élevé, M. Deslandres se trouve alors conduit à rapprocher l'électricité solaire de l'électricité atmosphérique terrestre. Nous avons vu que les couches supérieures de notre atmosphère étaient chargées positivement par rapport à la surface extérieure de la Terre. Si donc le Soleil est, à l'intensité près, le siège d'un champ électrique analogue, ce champ y doit provoquer une décharge lumineuse continue, favorisée par la forte conductibilité et la haute température des gaz; le phénomène doit être plus accentué aux points où la surface est plus haute, c'est-

à-dire au-dessus des facules, comme il est plus accentué, dans notre atmosphère, au-dessus des montagnes et des points culminants du relief terrestre. La seule différence serait dans le « signe » de l'électrisation de l'atmosphère solaire, qui serait chargée négativement : c'est d'ailleurs ce qu'avait montré Arrhenius [1]. Les strates de la haute atmosphère étant donc chargées négativement à des pressions gazeuses très faibles, se trouveraient dans les conditions du milieu raréfié des ampoules de Crookes et des décharges cathodiques pourraient avoir lieu; ces charges peuvent arriver jusqu'à la Terre et y produire, outre les aurores polaires, les manifestations électriques de l'atmosphère terrestre et les variations du champ magnétique.

Ce qu'il y a de très remarquable dans la conception de M. Deslandres c'est l'analogie qu'elle invoque entre les grands mouvements de l'atmosphère solaire et ceux de l'atmosphère terrestre; l'analogie existe encore, et de la manière la plus remarquable, avec les phénomènes si suggestifs obtenus dans de belles recherches de laboratoire par M. Bénard, et décrits par lui sous le nom de « tourbillons cellulaires ». Lorsque qu'une couche est chauffée par le bas et refroidie par le haut, le liquide qui la constitue tend à se partager en petits tourbillons que cet auteur appelle « cellulaires », symétriques par rapport à un axe vertical. Ces tourbillons sont juxtaposés et leur ensemble rappelle d'une façon très expressive l'aspect caractéristique des ruches d'abeilles. M. Deslandres a mis à profit ce phénomène pour l'appliquer à l'atmosphère du Soleil et à celle de la Terre.

Dans le cas des tourbillons cellulaires, qui ont été photographiés par l'auteur sous tous les aspects, on constate qu'à la jonction de deux tourbillons voi-

1. Voir *La Vie et la Mort du Globe*, p. 11.

sins les mouvements sont verticaux et concordants, tandis qu'au centre, ils sont verticaux et de sens inverse. Or, dans les cyclones de l'atmosphère terrestre, une aire de basses pressions est entourée d'aires de hautes pressions, et inversement.

La même chose se produit, aux yeux de M. Deslandres, dans l'atmosphère solaire : le réseau des « flocculi », dans les tranches moyennes, celui des « alignements » et des « filaments » qu'il a découverts dans les couches supérieures, ne seraient autre chose que des manifestations du fractionnement de la masse fluide, chauffée par le bas, refroidie par le haut où elle est en contact avec l'espace, en gigantesques « tourbillons cellulaires » ; les taches et les facules seraient alors les parties centrales des tourbillons les plus permanents. Des expériences quantitatives faites par l'éminent astronome à l'Observatoire de Meudon semblent bien confirmer ces vues si suggestives.

L'importance de telles théories n'échappera à personne : si l'on peut assimiler, même simplement dans une certaine mesure, l'atmosphère terrestre à l'atmosphère solaire, comme d'autre part, nous pouvons, à l'aide du télescope constater les mouvements de celle-ci, étudier à l'aide du spectroscope et de l'héliospectroscope tous les détails de ses mouvements, un grand pas aura été fait, car nous pouvons étudier sur le Soleil des mouvements d'ensemble, chose qu'il nous est impossible de faire dans l'atmosphère terrestre que nous n'étudions, forcément, qu'en détail.

Mais, il est encore une autre raison de rechercher dans le Soleil l'origine des manifestations électriques qui se font dans notre atmosphère. Il n'y a pas très longtemps que les théories électroniques sont nées, et cependant leur influence dans les découvertes nouvelles de la Physique s'est manifestée déjà de façon éclatante ; l'action de l'électron se rencontre à toutes

les pages de la science de la force et de celles de la matière. Les physiciens étudient actuellement un phénomène tout à fait remarquable : c'est l'émission d'électrons par les corps chauds ; or, le Soleil, avec sa température extérieure de plus de 6.000 degrés, avec sa température interne qu'Arrhenius évalue à plus de 6.000.000 de degrés, est par excellence, un « corps chaud ». Sa haute température suffirait donc à expliquer, à elle seule, l'émission d'éléments électrisés ; et si, comme cela doit être, ces éléments arrivent jusqu'à nous, on aurait ainsi un nouveau champ d'études pour rechercher les origines de l'électricité atmosphérique.

Enfin, d'autres horizons s'ouvrent encore à nos esprits curieux de rechercher les causes de l'électricité atmosphérique : les « ondes électriques » que Hertz a révélées au monde, et que Branly, par l'invention de son cohéreur a permis de faire servir au bien de l'humanité, nous suggèrent encore une explication nouvelle de notre électricité.

Le Soleil nous envoie des ondes de toute espèce : ultra-violettes invisibles, lumineuses, infra-rouges ; il n'y a aucune raison pour qu'il n'en envoie pas d'autres de longueur d'onde encore plus grande. Les travaux des physiciens ont beaucoup réduit l'étendue de la lacune qui sépare les plus grandes longueurs d'onde des rayons calorifiques et les plus courtes longueurs d'onde des rayons électriques, puisqu'on a produit des ondes électriques de 3 $^{m}/_{m}$ seulement, et que, sans doute, on arrivera à en réaliser de plus courtes encore.

Il est assez légitime d'assimiler le Soleil à un immense « oscillateur » électrique. De très curieuses expériences d'Ebert, qui a réussi à reproduire avec toutes ses apparences la couronne solaire autour d'une sphère de laiton enfermée dans un tube à vide et com-

muniquant avec un appareil producteur d'oscillations électriques, venaient à point pour étayer l'hypothèse. Cette théorie a trouvé, en France, un énergique défenseur dans la personne de M. Ch. Nordmann; non seulement cet astronome s'est fait le champion de la théorie « hertzienne » du Soleil, mais encore il l'a modifiée et améliorée au point de la rendre sienne et d'en faire, pour ainsi dire, une théorie nouvelle.

Bien des arguments existent, en effet, en faveur de l'existence de décharges électriques dans l'atmosphère solaire; mais le plus important est le rapprochement entre les deux atmosphères du Soleil et de la Terre. Dans la nôtre, des orages éclatent à chaque instant, orages donnant naissance à des ondes électriques qui troublent fréquemment les transmissions radiotélégraphiques; on se sert même d'antennes et de « détecteurs » de T. S. F., pour être averti de l'existence d'orages lointains. Or, les brassages de l'atmosphère solaire, ses convections, ses cyclones sont autrement violents que ceux de l'atmosphère terrestre, et les paroxysmes de son activité sont visibles dans nos instruments, où nous pouvons en mesurer l'importance. Il est donc tout naturel que les puissantes décharges qui doivent s'y produire donnent naissance à des ondes électriques.

Nous n'avons pas à exposer ici les parties de l'élégante théorie de M. Nordmann qui s'appliquent au Soleil en particulier : ce livre parle de l'atmosphère terrestre et non de l'atmosphère solaire. Mais, en ce qui concerne les ondes électriques engendrées dans celle-ci, il est naturel de se demander si, conformément aux vues de Ch. Nordmann, elles arrivent jusqu'à la Terre. On a cherché à le constater par expérience directe : le Dr Scheiner a essayé de déceler, par de très sensibles détecteurs, l'arrivée d'ondes hertziennes, et le résultat de ces expériences

a été négatif, comme fut négatif l'essai tenté au mont Blanc par M. Nordmann lui-même.

Cependant, il n'est pas possible de faire abstraction de vues aussi originales, car elles expliquent bien des phénomènes terrestres. Les ondes hertziennes émanées du Soleil doivent, d'après M. Nordmann, rendre conductrices les couches supérieures de l'atmosphère terrestre et leur permettre de laisser circuler dans leur sein les courants électriques dus à l'induction produite par le champ magnétique terrestre : l'expérience prouve, en effet, qu'une onde hertzienne rend conducteur un gaz raréfié, par un mécanisme encore inconnu, mais qui n'est pas sans présenter quelque analogie avec ce qui se produit dans le « cohéreur » de Branly. Dès lors, on expliquerait ainsi en partie l'électrisation de la haute atmosphère, ainsi que la production des aurores polaires.

Une série de faits de première importance, récemment découverts, donne une grande somme de vraisemblance à la théorie hertzienne. Si, en effet, ces ondes électriques arrivent réellement du Soleil à la Terre, elles peuvent, en pénétrant dans l'atmosphère, non seulement rendre celle-ci conductrice, mais encore y rencontrer les systèmes d'ondes qui s'y propagent, lancées par des stations puissantes de télégraphie sans fil, comme celle de la tour Eiffel, de Norddeich, de Clifden ou de Glace-Bay. Et, alors, comment vivent « en commun » ces différentes ondes? Celles qui sont d'origine terrestre ont une longueur constante; celles qui viennent du Soleil en ont-elles une également, ou sont-elles de longueur incessamment variable? En tout cas, la transmission des messages radiotélégraphiques doit vraisemblablement s'en trouver affectée dans une certaine mesure.

Or, de longues séries d'observations faites dans les postes de la Compagnie Marconi apportent des

lumières, ou, plutôt, des « obscurités » nouvelles sur cette question. On sait qu'on a pu observer des propagations de signaux hertziens sur une distance à peu près égale au quart du méridien terrestre. Cette propagation ne peut s'expliquer que par l'incurvation des rayons, et, pour expliquer cette incurvation, forcément considérable, on a fait intervenir la diffraction des ondes électriques; on a fait intervenir aussi l'action des ondes électromagnétiques se propageant à l'intérieur du sol. Une autre explication due à M. Eccles fait intervenir l'inégale conductibilité de strates successives de l'atmosphère, strates inégalement conductrices, et dont la conductibilité serait maximum aux altitudes moyennes : cela entraînerait une modification dans la vitesse de propagation et pourrait imposer à une onde frontale verticale une incurvation dont une conséquence pourrait être une déviation analogue à la « réflexion totale ». Le côté intéressant de cette explication est l'analogie que présente le phénomène avec la réflexion totale du son que nous avons constatée, également aux altitudes moyennes, en étudiant l'acoustique de l'atmosphère.

Toutefois, peut-on expliquer uniquement par des réflexions totales atmosphériques, les faits si curieux observés dans les postes de la Compagnie Marconi?

Pourquoi, lorsqu'on utilise des ondes courtes, les distances couvertes pendant la nuit sont-elles énormément plus grandes que celles traversées pendant le jour? Pourquoi, avec des ondes beaucoup plus longues, les espaces franchis pendant le jour et pendant la nuit sont-ils, au contraire, sensiblement égaux?

Pourquoi, pendant la nuit, les distances franchies par les ondes électriques dans le sens Est-Ouest sont-elles plus faibles que celles qui sont franchies par les mêmes ondes dans la direction Nord-Sud?

Pourquoi les terres et les montagnes font-elles plus

obstacle à la transmission des ondes hertziennes pendant le jour que pendant la nuit? Pourquoi, sur la mer Méditerranée, encadrée de massifs montagneux, les signaux longs (traits) de télégraphie sans fil sont-ils nettement perçus alors que les signaux courts (points) le sont beaucoup moins bien? Pourquoi la fréquence utilisée dans les signaux radiotélégraphiques influe-t-elle sur leur portée au point que tantôt celle-ci varie dans le sens de la variation de la fréquence et tantôt en sens inverse, suivant que l'on opère le jour ou la nuit?

Toutes ces questions sont autant de graves « problèmes de l'atmosphère » que l'on ne soupçonnait pas il y a seulement cinq ans. Et leur simple énoncé donne un intérêt bien puissant à cette question de l'arrivée, dans notre atmosphère, des ondes hertziennes venant du Soleil. On avait cherché d'abord l'explication de ces faits curieux dans l'ionisation de l'air, sous l'action de rayons ultra-violets qui lui arrivent pendant le jour : cet air, contenant ainsi plus d'ions ou d'électrons, absorbe une partie de l'énergie des ondes électriques, de sorte que celles-ci se propageront moins bien pendant la période d'illumination, c'est-à-dire pendant le jour, que pendant la période d'obscurité, c'est-à-dire pendant la nuit. En partant de ces données, certains physiciens avaient pensé que l'effet de la lumière du jour devait être plus accentué sur les ondes longues que sur les ondes courtes.

Or, précisément, les nombreuses observations des postes de la Compagnie Marconi ont établi le contraire, puisqu'en employant des longueurs d'onde de 8 kilomètres, l'énergie reçue pendant le jour à la station réceptrice était plus grande que celle reçue pendant la nuit. De plus, au cours d'expériences de portée exceptionnellement longue, entre Clifden (Irlande) et Buenos-Ayres, soit à 9.600 kilomètres de distance, les

ondes venant de Clifden étaient reçues au port argentin, très nettement la nuit, beaucoup moins pendant le jour, tandis qu'à Glace-Bay, à 3.800 kilomètres de distance seulement, les signaux ne sont pas plus nets la nuit que le jour.

Tout cela montre combien vaste et féconde sera l'étude de l'électricité atmosphérique ; et celle-ci joue, au point de vue de la navigation aérienne, un rôle considérable. Encore que la question soit toute nouvelle, il est des points que l'on peut, cependant, signaler dès aujourd'hui, et sans doute la conquête de l'air par l'homme fera-t-elle entreprendre et aboutir les indispensables études à faire sur ce point capital de la Physique du Globe.

Certaines théories modernes attribuent à l'électricité un rôle principal, directeur, sinon générateur, dans toutes les manifestations atmosphériques. S'il en était vraiment ainsi, elle dominerait complètement la physique de l'atmosphère et serait, en somme, l'unique facteur à envisager dans l'avenir de la navigation aérienne. Toutefois, sans aller aussi loin, elle a, au point de vue de la sécurité des voyages aériens, une influence directe qui se manifeste sans le moindre intermédiaire par les orages. L'expérience a montré aux aéronautes qu'il était prudent de fuir les orages, ne fût-ce qu'en s'élevant au-dessus du cumulo-nimbus qui en est le siège ; les aéroplanes ont la ressource de les fuir horizontalement. Toutefois, rien ne semble avoir été tenté jusqu'à ce jour pour garantir les navires aériens contre les effets de l'électricité atmosphérique, tout en leur permettant de continuer leurs voyages dans la direction ou à l'altitude primitive.

Les ballons dirigeables sont particulièrement exposés aux effets dangereux de l'électricité atmosphérique : tous portent des nacelles, des suspentes métalliques, des moteurs qui constituent des arma-

tures conductrices; les ballons à carcasse métallique intérieure, comme ceux du type *Zeppelin*, augmentent encore le danger par l'importance même de cette carcasse, immense conducteur de 150 mètres de long et de 18 mètres de large, et sans doute les nombreuses catastrophes qui ont détruit successivement plusieurs unités de ce genre d'aéronats doivent-elles être attribuées à l'électricité atmosphérique, raison de la majeure partie des « explosions » dont les commissions d'enquête recherchent sans les trouver les causes occasionnelles. Ce n'est pas impunément que l'on offre à l'électricité atmosphérique un « chemin de moindre résistance ». Si, par surcroît, l'enveloppe du long cigare est faite de toiles recouvertes d'un enduit à la poudre d'aluminium, c'est la surface entière du vaisseau aérien qui devient un conducteur, et ce conducteur peut prendre des fortes charges en traversant des couches nuageuses électrisées.

Mais là ne se borne pas l'influence de l'électricité atmosphérique en matière de navigation aérienne : il y a les effets « mécaniques » se traduisant par des répulsions électrostatiques. Il est vrai que certains savants sourient en entendant faire allusion à ces phénomènes et cependant comment faire abstraction de ces manifestations que nous avons tous vues au cours nos classes de Physique élémentaire ? Comment ne pas être frappé de ce mouvement de rotation du « tourniquet électrique » mis en mouvement par la décharge lente qui s'effectue entre ses pointes terminales et l'air environnant ? Comment ne pas croire qu'un aéroplane, frottant la large surface de ses ailes vernies contre les molécules de l'air qu'elles ent'rouvrent à la vitesse de 200 kilomètres à l'heure, se trouve en état électrique « indifférent » ? Là est sans doute un des problèmes de la science complète de l'aviation; je doute qu'on puisse négliger cette étude spéciale de l'action électrique de l'atmosphère. et, cependant peu

de techniciens semblent y avoir pris garde jusqu'à ce jour.

Ce n'est pas tout encore : voici que de nouvelles observations viennent faire apparaître l'intervention de l'électricité atmosphérique, non plus seulement en matière de sécurité des aéronautes, mais encore dans le fonctionnement même des moteurs à explosion qui actionnent leurs hélices propulsives. Tous les chauffeurs d'automobiles, tous les aviateurs savent que les moteurs « marchent mieux » au lever et au coucher du Soleil, et on a pu évaluer jusqu'à 10 °/₀ l'importance de cette amélioration.

Cette constatation avait déjà été faite depuis quelque temps, et on en cherchait une explication plausible ; on avait fait intervenir l'action possible de tous les facteurs qui peuvent entrer en jeu dans l'air atmosphérique. Partant du fait que les moteurs d'automobiles, par beau temps, fonctionnent mieux le soir lorsqu'on traverse des forêts, on avait été jusqu'à invoquer la variation de la teneur en acide carbonique occasionnée par la fonction chlorophyllienne des arbres : on a dû successivement rejeter toutes ces explications et se tourner, en désespoir de cause, vers l'électricité atmosphérique.

Et celle-ci n'a pas été consultée en vain ; elle a répondu que, précisément au lever et au coucher du Soleil, le champ magnétique terrestre présente deux maxima auxquels correspondent deux minima d'ionisation de l'air. Le nombre des ions est donc moindre au commencement et à la fin du jour ; les ions sont, comme nous l'avons vu, des centres de condensation de vapeur et c'est vrai pour l'essence de pétrole aussi bien que pour l'eau. Quand les ions abondent dan l'air, ils condensent l'essence autour d'eux, dans le carburateur, et empêchent ainsi sa vaporisation complète et son mélange avec l'air : la carburation est moins bonne alors, et le moteur fonctionne moins bien.

— Même explication pour donner la raison du fonctionnement moins avantageux des moteurs pendant l'été : au cours de la saison chaude, en effet, le champ terrestre, dans sa variation annuelle, passe par un minimum auqel correspond une ionisation maximum. En revanche on a constaté que la brume et le brouillard favorisaient la marche des moteurs : c'est que en effet la brume et le brouillard sont d'actifs facteurs d'élimination des ions.

Ainsi tout semble dériver, dans l'atmosphère terrestre, des phénomènes électriques ou magnétiques généraux. Ceux-ci sont eux-même aux fonctions de l'activité solaire et de ses vicissitudes. Est-ce dans le Soleil qu'il faut chercher la solution du « Problème de l'Atmosphère » ? c'est ce que nous étudierons dans le dernier chapitre de ce livre.

CHAPITRE XIV

La mécanique de l'atmosphère.

L'air atmosphérique étant un gaz, doit obéir à toutes les lois auxquelles sont soumis les autres gaz. En particulier, il obéit aux lois de Mariotte et de Gay-Lussac ; on peut lui appliquer les principes de Pascal et d'Archimède ; il transmet dans tous les sens la pression qu'il reçoit ; quand il est emprisonné dans un récipient, il exerce une pression sur le vase qui l'enferme ; quand il circule dans des conduites, il subit des frottements contre les parois des tubes dans lesquels il voyage, et sa pression y subit les fluctuations qu'étudie la science spéciale de l'Aérodynamique. Nous n'avons pas à entrer dans le détail de ces phénomènes : ceux-là seuls nous intéressent qui affectent l'atmosphère prise dans son ensemble.

Mais, dans cet ensemble, bien des points sont encore obscurs. Aujourd'hui que l'homme est arrivé à faire la conquête de l'atmosphère, non plus « statiquement » par l'aérostat, mais « dynamiquement » par l'aéroplane, il se trouve que ce sont les lois de la dynamique de l'air qui sont à la base du nouveau mode de locomotion et que précisément les coefficients numériques qui figurent dans leurs formules sont insuffisamment déterminés. Les mouvements des masses d'air, mouvements qui peuvent être si dangereux pour

l'aviateur se produisent souvent dans des conditions mal connues. Et il se passe, en matière de navigation aérienne, quelque chose d'analogue à ce qui s'est passé en matière de navigation maritime : la conquête de l'Océan a précédé la naissance de l'Océanographie tout comme la conquête de l'air sera venue avant que soit mûre la science de l'atmosphère.

Au premier rang des phénomènes mécaniques de l'atmosphère, il faut placer le *vent*. On nomme ainsi tout mouvement de translation de l'air d'un point à un autre du milieu atmosphérique. Le vent traduit la tendance à l'équilibre qui sollicite les molécules gazeuses à chaque instant. Y a-t-il entre deux points de l'atmosphère une différence de densité, quelle qu'en soit la cause ? Aussitôt les masses d'air plus denses se précipitent vers l'endroit où la densité de l'air est plus faible, afin de rétablir l'équilibre : mais ce rétablissement est forcément précaire, car les masses qui se mettent ainsi en mouvement, en quittant la position qu'elles occupaient tout d'abord, y produisent une raréfaction causée par leur départ ; et ainsi, dès que l'équilibre aérien est rompu en un point, il se fait une série de mouvements qui ont tous entre eux des relations de cause à effet. Comme, d'autre part, la densité ne saurait être la même en tous les points du globe à cause des inégalités de la température, on voit que l'équilibre statique de l'atmosphère n'est pas possible, qu'elle doit être en perpétuel mouvement : le « vent » est donc la manifestation permanente de son état général.

Causé par une différence de densité entre deux masses d'air, le vent dépend de tout ce qui peut occasionner cette différence, c'est-à-dire d'une différence de température ou d'une différence de pression. Dès que le mouvement de translation de l'air est commencé, il subit l'influence de la rotation de la Terre,

se trouve dévié à droite de sa trajectoire initiale dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud, De plus, c'est une loi générale des fluides en mouvement que le mouvement même de leurs molécules en modifie la pression : un courant d'air occasionne une dépression sur l'axe de sa trajectoire. Donc, par un réflexe remarquable, causé par une différence de pression, les vents sont à leur tour la cause d'une diminution de pression. C'est un cas particulier de cette grande loi qu'on retrouve partout, en Physique, et que le professeur Le Châtelier a énoncée en lui donnant la forme la plus générale qu'elle puisse avoir : « La modification produite dans un système de corps en « équilibre par une variation de l'un des facteurs de « cet équilibre est de nature telle qu'elle tend à s'op- « poser à la variation qui la détermine ». On retrouve cette loi en électricité sous le nom de *Loi de Lenz* quand on étudie les courants d'induction.

Le vent, s'il doit être étudié, doit pouvoir être *mesuré*, et il faut avant tout en définir les caractéristiques. Ces caractéristiques sont sa *direction* et son *intensité*. La direction est le « nom » du vent, c'est-à-dire la désignation dn point de l'horizon d'où il vient. Quant à l'intensité du courant d'air, elle peut se mesurer, soit par la *vitesse* de translation des molécules d'air, soit par la *pression* qu'elles exercent sur une surface plane normale à la direction de leur déplacement.

Et c'est ici que commencent les ténèbres, c'est-à-dire au début même de l'étude du vent. On « admet » que la pression exercée par un vent de vitesse donnée est proportionnelle au carré de cette vitesse, si la surface est normale à sa direction. Il y a donc à déterminer un « coefficient » de proportionnalité, et ce coefficient est généralement désigné par le symbole K. Mais si l'on s'entend sur le symbole, l'accord est loin d'être parfait au sujet de sa valeur numérique. Les

marins, mettant à profit l'expérience multiséculaire que leur ont donnée la construction et la manœuvre des navires à voiles, admettent pour K la valeur 0,125, ce qui revient à dire qu'un vent animé d'une vitesse d'un mètre à la seconde exerce sur une surface normale d'un mètre carré une pression égale à 0 kg. 125 ou 125 grammes.

Voilà qui est simple. Mais les théoriciens de l'aviation ont eu à résoudre le même problème en sens inverse : les marins considèrent l'air en mouvement venant frapper une surface primitivement immobile, la voile d'un navire, tandis que les aviateurs considèrent une surface en mouvement venant rencontrer l'air supposé en repos. A-t-on le droit d'appliquer les mêmes raisonnements à ces deux cas qui diffèrent au point d'être contraires ?

Les expériences tentées semblent montrer que l'on ne peut pas indifféremment déterminer ce coefficient K par l'une ou par l'autre méthode. Alors que M. Eiffel, l'un des maîtres les plus autorisés de l'aérodynamique, mesurait K en faisant circuler, dans un long tunnel, de l'air qui venait heurter une plaque immobile perpendiculaire à la propagation, le duc de Guiche fixait à une rapide automobile la plaque sur laquelle il étudiait la pression que son mouvement y provoquait de la part de l'air extérieur en repos. L'automobile elle-même n'est-elle pas, dans ce cas, un facteur de perturbation d'autant plus grave que sa vitesse est plus grande et que la complexité de sa forme interdit tout calcul d'un terme correctif ? D'un côté, Cailletet avait fait, avec cette merveilleuse conscience expérimentale qui caractérise tous ses travaux, une série d'expériences, à la Tour Eiffel, pour déterminer la résistance de l'air sur les corps qui tombent en chute libre. Les résultats de toutes ces mesures ne sont pas le moins du monde concordants : ils le sont même si peu qu'ils varient du simple au double et sont com-

pris entre 0,07 et 0,16. Cependant, à mesure que se multipliaient les déterminations, à mesure que les expériences, de mieux en mieux faites, sont aussi mieux discutées, les probabilités semblent se dessiner en faveur du nombre K = 0,08, qui est la moyenne des expériences du colonel Ch. Renard, de M. Eiffel, de MM. Cailletet et Colardeau.

Mais ce n'est pas tout d'avoir une valeur « probable » des coefficients : il y a autre chose encore à considérer. Quant un appareil d'aviation se meut dans l'atmosphère, ce n'est pas normalement qu'il y pénètre, c'est obliquement, pour qu'il y ait une résultante de sustentation appliquée de bas en haut, et empêchant ainsi l'appareil de tomber. Or, « l'angle d'attaque », c'est-à-dire l'angle d'inclinaison des surfaces portantes avec la trajectoire, doit intervenir dans la formule qui exprime la loi, mais comment doit-t-il y figurer ? Est-ce par son sinus ? Est-ce par une fonction moins simple dans un des termes de laquelle intervient le carré de ce sinus ? Est-ce par une fonction complexe de la tangente ? La seule énumération de ces différentes « formes » posées montre que l'accord est loin d'être fait sur cette question qui est, pourtant, la partie fondamentale de la loi de la résistance de l'air, loi dont la connaissance est capitale pour l'aviation.

Quand des masses d'air sont en mouvement dans l'atmosphère, c'est-à-dire « quand il fait du vent », il est rare que les molécules se meuvent sur une surface parallèle à celle du géoïde, c'est-à-dire sur une surface de niveau : la surface sur laquelle elles se déplacent théoriquement est une surface isobare, inclinée par rapport aux surfaces de niveau. Le vent a donc, non seulement une composante horizontale, mais aussi une composante verticale, à l'étude de laquelle les météorologistes, confinés dans l'observation des phénomènes localisés dans les couches tout à fait basses

de l'atmosphère, n'ont attaché jusqu'ici que trop peu d'importance. Les Observatoires de Zi-Ka-Weï, en Chine et de Manille ont des enregistrements suivis de cette composante, et nous en avons parlé au chapitre qui traite des variations de la pression atmosphérique. Il y a donc une composante verticale du mouvement de l'air, et cette composante a une importance qui n'échappe à aucun esprit réfléchi.

Mais l'étude de cette composante, encore qu'elle constitue un important progrès, ne remédie pas complètement à l'insuffisance de l'étude du vent horizontal dont se contentent la plupart des météorologistes : comme l'a dit si justement l'ingénieur de la marine Marbec au début de ses conférences sur l'Aérodynamique : « *Croire un état dynamique de l'atmosphère défini par le vent, c'est, en Océanographie, connaître le Gulf-Stream ou le courant de marée et ignorer la houle* ».

La constatation des faits les plus courants, les plus journellement familiers démontre nettement la non-uniformité du régime des vents. Regardez les ondulations des épis mûrs d'un champ de blé ? Sont-ils tous uniformément inclinés sur leurs tiges ? Non ; et c'est cependant l'attitude qu'ils devraient avoir, sous le double effet de la pression du vent et de l'élasticité de la paille qui les supporte. Quand ce vent, par une journée de tempête souffle au-dessus de nos maisons, nous entendons celles-ci résonner d'une sorte de hululement, non pas continu comme cela devrait être si le vent était régulier dans sa violence, mais au contraire, saccadé, se renforçant par à-coups soudains, s'apaisant à d'autres moments ; la discontinuité de leurs plaintes ne fait que traduire la discontinuité du vent qui les fait gémir.

Si de la Terre nous portons nos regards sur l'Océan, le même spectacle nous frappe lorsque la surface de la mer est tranquille et qu'une petite brise, se mettant

à souffler vient à en ternir la surface jusqu'alors spéculaire. Cette altération du miroir liquide n'est pas uniforme : elle a lieu « par places » ; aux portions ridées de la plaine liquide succèdent des zones absolument calmes, et ainsi de suite. La risée, cas particulier du vent, est donc, comme celui-ci, essentiellement discontinue et trahit cette discontinuité par celle de l'effet qu'elle produit sur la surface des eaux. Enfin, deux anémomètres de précision placés à quelques mètres à côté ou au-dessus l'un de l'autre, n'indiquent pour ainsi dire jamais la même vitesse pour le vent qui fait tourner leurs ailettes.

Ainsi le vent uniforme, le mouvement de translation pur et simple, tel que le définissent les météorologistes, pour simplifier sans doute leurs études, ce « vent » à vitesse constante n'est qu'une fiction de l'esprit. Tout nous incite à penser, au contraire, que l'atmosphère, comme l'Océan, est le siège d'une véritable « houle aérienne », houle complexe à cause des multiples causes de perturbation qu'elle comporte, houle d'autant plus difficile à étudier que nous l'ignorons, parce qu'elle met en mouvement rythmique des molécules d'air transparentes, donc invisibles.

On peut se figurer avec beaucoup de vraisemblance, l'état du milieu atmosphérique comme analogue à celui de la surface libre de l'Océan ; parcouru sans trêve par des systèmes d'ondes obéissant à des lois rythmiques bien déterminées et dont la houle marine est la manifestation la plus courante et la plus simple. L'atmosphère serait ainsi le siège d'ondes aériennes analogues, communiquant aux masses gazeuses des mouvements de vibrations isochrones dont le régime serait d'autant plus régulier qu'on serait à une altitude plus considérable, c'est-à-dire plus éloigné du sol dont les aspérités, par les obstacles dont elles imposent

l'assaut aux masses gazeuses en mouvement, troublent la régularité de propagation du mouvement ondulatoire.

C'est de ces « vagues atmosphériques » que profite, selon toute probabilité, l'oiseau dans la plupart des cas du « vol à voile ». Avec un sens que nous n'avons pas mais que, sans nul doute, il possède, il « sent » l'arrivée de la vague aérienne et se laisse emporter par elle; ainsi élevé, il acquiert de l'énergie potentielle et peut ensuite redescendre contre le vent en utilisant à la fois, par l'inclinaison de ses ailes, son poids et la résistance de l'air.

Ces ondes aériennes deviennent cependant visibles pour nous dans certains cas, lorsque l'air dans lequel elles se propagent est chargé de gouttelettes liquides qui constituent les masses nuageuses. Ces nébulosités s'accumulent aux « nœuds » de vibration et ceux-ci sont rendus visibles par de longues files parallèles de nuages, dessinant dans le ciel de longues stratifications, comme les sillons gigantesques d'un immense champ labouré. Ce sont les « ondes stationnaires » du mouvement vibratoire. Nous avons vu, en parlant de la circulation générale de l'atmosphère, comment Helmholtz, faisant de ce problème une analyse magistrale, avait été amené à conclure que, précisément au sein des grands courants aériens éloignés du sol, doit se manifester cette double périodicité dans le temps et dans l'espace; et, à la surface de séparation des deux couches animées de tels mouvements doivent précisément se produire ces « ondes stationnaires », ces remous rythmés qui se traduisent à nos yeux par les alignements parallèles des strates nuageuses.

En Océanographie, quand on cherche la loi des mouvements rythmiques de la surface des mers, on observe et on étudie une houle théorique due au

mouvement orbitaire des molécules d'eau. Chacune de celles-ci décrit une orbite sensiblement circulaire dans un plan vertical ; cette orbite est décrite dans un mouvement dont la période est unique, dont l'amplitude varie du fond à la surface suivant une loi exponentielle et dont la phase est la même pour toutes les molécules situées sur un plan vertical perpendiculaire au plan orbitaire. Il en résulte que la surface de la mer prend le profil d'une trochoïde et, bien que la position moyenne d'une molécule liquide demeure invariable, le profil tout entier *semble* animé d'un mouvement de translation ; c'est ce qu'exprimaient, au Moyen Age, les philosophes scolastiques quand ils disaient : *Non materia ipsa, sed forma materiæ progreditur.*

Une telle houle peut s'étudier matériellement : elle est caractérisée par son *amplitude* ou hauteur, c'est-à-dire par la distance verticale d'un creux à un sommet ; par la *longueur d'onde*, c'est-à-dire par la distance horizontale entre deux crêtes, et enfin par la vitesse de propagation ou *célérité*, c'est-à-dire par la vitesse avec laquelle une crête succède à une autre crête. Or, remarquons immédiatement combien la notion de la houle complique l'état dynamique de la mer : elle est indépendante des *courants* et son effet se superpose au leur ; les grandes houles de l'Atlantique se propagent sur les eaux indépendamment du mouvement de translation dont celles-ci sont animées du fait du Gulf-Stream.

Dans la considération des mouvements atmosphériques tels qu'on les a jusqu'à présent étudiés, on fait abstraction de la houle pour ne considérer que le courant, alors que les difficultés de la navigation proviennent surtout de la houle. Dans les gros temps de l'Atlantique, c'est à lutter contre les vagues que le marin doit employer son courage et son sang-froid et non pour lutter contre le paisible Gulf-Stream

qui promène toujours avec la même vitesse la masse de ses eaux attiédies à leur départ par le Soleil des tropiques.

Et la houle aérienne est, selon toute vraisemblance, un phénomène bien plus complexe que la houle océanique : dans celle-ci, en effet, il y a un plan horizontal directeur de la propagation et les orbites décrites par les molécules ont leurs axes toujours horizontaux, tandis que, dans les ondulations aériennes, il n'y a pas de plan horizontal directeur et les axes ne demeurent probablement pas horizontaux.

Pour souligner davantage encore la faute que l'on commet en cherchant à réaliser des avions capables de lutter contre un vent que l'on suppose uniquement être un mouvement de translation, alors qu'on n'a aucun souci des mouvements ondulatoires, nous reprendrons la comparaison avec les mouvements de la mer. nous dirons, avec l'ingénieur Marbec, que, alors qu'on dit simplement, pour qualifier un avion, qu'il a « volé par un vent de *n* mètres », jamais, pour qualifier un bateau, on ne dirait : « il a tenu la mer par un courant de *n* nœuds ». Si, en effet, ce courant était seul en jeu, il suffirait que le moteur qui propulse le bateau fût assez puissant pour le remonter. Mais il y a la houle contre laquelle doit lutter le bateau, et c'est cette houle, ce sont les vagues qu'elle comporte qui sont l'objet de la constante attention du timonier.

L'aéroplane dans l'atmosphère est donc comme un canot, non pas sur un fleuve à courant constant, mais sur une mer houleuse, avec cette différence qu'il ne « voit » pas cette houle invisible, qui agite des molécules transparentes, et qu'il se trouve dans les conditions de lutte où serait ce canot sur la mer si son pilote, aveugle, ne voyait pas les lames qui le menacent. Houle et courant sont, sur mer, des phénomènes indépendants l'un de l'autre et entre lesquels

on n'aperçoit pas de relation immédiate. Sans doute, en est-il de même dans l'atmosphère.

Pourra-t-on connaître un jour ces lois générales de la dynamique de l'air? Il faut l'espérer, sans quoi nos efforts seraient inutiles, et l'histoire de la science est là pour nous montrer, à coups de découvertes, qu'ils ne l'ont jamais été.

Cependant, on est obligé de reconnaître l'incertitude où nous sommes relativement à la connaissance, même qualitative, de ces lois. Malgré les précautions prises par les expérimentateurs de ces dernières années, malgré l'excellence de leurs méthodes et la précision de leurs appareils, les résultats auxquels ils arrivent sont si peu concordants que les divergences entre les nombres qui les traduisent dépassent de beaucoup les erreurs les plus grandes qu'il serait possible d'admettre.

Il est à peine besoin de rappeler ici que, devant l'incertitude des résultats, les expérimentateurs ont essayé de connaître, non plus seulement les effets du milieu en mouvement sur l'obstacle solide muni des appareils de mesure adéquats, mais l'état de ce milieu lui-même, et ils ont cherché à rendre visibles ces invisibles molécules d'air en leur incorporant des fumées dont les particules, diffusant la lumière, permettaient de photographier le phénomène aérodynamique soumis à l'étude. Or, ce qui frappe dans toutes ces recherches, dont quelques-unes sont des merveilles d'expérimentation aussi habile que consciencieuse, c'est l'existence permanente des remous et des oscillations de l'air : *jamais* on ne constate d'écoulement régulier.

Les expérimentateurs les plus sincères ont, d'ailleurs, tous la même tendance : prendre des moyennes qui éliminent les écarts accidentels. Or, si ces écarts sont l'exception dans un phénomène susceptible d'at-

teindre un régime permanent, ils sont, au contraire, la règle dans un phénomène à régime essentiellement variable. Il en est de même pour les valeurs extrêmes que déterminent les expériences en cette matière : elles ne donnent pas plus l'idée du phénomène que les positions extrêmes du pendule en oscillation, qui ne sont pas des positions d'équilibre, mais bien des positions limites, ne donnent une idée de la loi de son mouvement. Et la vieille habitude des hommes de laboratoire, de chercher à représenter un phénomène par une courbe qui passe à égale distance des points anormaux et que l'on trace « en se laissant guider par le sentiment de la continuité », n'est plus admissible en matière d'aérodynamique. De plus, comme le fait si justement remarquer M. Alex. Sée dans les belles et très impartiales études qu'il a faites sur ce sujet, la définition même des « constantes (?) » aérodynamiques suppose des conditions à peu près irréalisables. C'est ainsi que le fameux coefficient K se définit par la poussée de l'air sur un plan mince carré. Le plan est supposé infiniment mince, ce qui n'est pas réalisable. On est donc obligé de lui donner une certaine épaisseur. Or, jusqu'à présent, le rapport de cette épaisseur aux dimensions linéaires de la plaque ne figure dans aucune expression analytique. La définition du coefficient K suppose des conditions qui ne sont atteintes qu'à la limite des essais matériellement possibles; si donc on trouve une loi, ce ne sera qu'une loi asymptotique dans laquelle la courbe serait encore très éloignée de l'asymptote. Et rien ne dit même que, si l'on trouve cette loi, son expression ne variera pas suivant la manière dont on se sera approché de la limite en question. Dès lors, les phénomènes de la dynamique aérienne n'étant pas simples, ne sont pas susceptibles d'une détermination unique ; leurs « constantes » sont multiples et il n'est même pas démontré que chacune d'elles soit susceptible d'une

détermination précise. Et suivant l'expression de M. A. Sée, il n'est pas certain, dans ces conditions, qu'en perfectionnant indéfiniment l'expérimentation, on améliore, dans la même proportion, la précision des résultats : la nature même des phénomènes semble devoir laisser planer une certaine dose d'inexactitude que l'on a le devoir de chercher à restreindre, mais qu'il sera bien difficile, je crois, de faire disparaître complètement.

Si j'insiste sur ces conclusions, ce n'est pas pour en souligner le côté un peu pessimiste. Au début d'une nouvelle conquête du génie humain, conquête qui va révolutionner les conditions, non seulement de la vie sociale, mais aussi des échanges entre les peuples, il faut agir vis-à-vis du conquérant comme on agirait en conscience vis-à-vis d'un nouveau chef : la flatterie n'est pas de mise et le vrai dévouement consiste à mettre en évidence les efforts qui restent à faire, bien plus qu'à s'arrêter complaisamment au spectacle des victoires déjà remportées.

Les difficultés que l'on rencontre dans l'étude de la dynamique aérienne sont grandes : nettement signalées, elles sont déjà moins insurmontables, puisque l'on peut, du moins, les attaquer de face. Quelque discordants que soient les résultats acquis jusqu'à présent, chacun d'eux a cependant son importance, du moment qu'il est le résultat d'expériences consciencieuses, faites et enregistrées sans parti pris, sans idée préconçue. Il aura ainsi son intérêt dans la coordination d'ensemble que l'on arrivera certainement à faire quelque jour et ainsi contribuera pour sa part, à l'obtention du résultat cherché.

De tout cela résulte une nécessité absolue : faute de connaître avec précision la ou les lois des mouvements atmosphériques, il est indispensable de suppléer par l'expérience directe à l'incertitude où nous sommes à

leur sujet, et il est nécessaire de demander à l'atmosphère elle-même de nous renseigner sur son régime au moment même où nous nous disposons à l'affronter. Une science nouvelle vient de naître pour réaliser ce besoin : c'est l'*Aérologie.*

Les méthodes ordinaires de la météorologie sont, en effet d'une insuffisance complète. Que fait le météorologiste ? il étudie l'atmosphère, non pas à l'altitude à laquelle voyage l'aviateur qui le consulte, mais à la surface de la Terre, non pas dans la région où volent les rapides oiseaux, mais sur le sol où rampent les tortues; ayant à étudier la forme des surfaces isobares il se contentera de peu et se bornera à en étudier les intersections avec la surface extérieure du globe, et à tracer ces lignes sur ses cartes quotidiennes.

Ainsi ferait un studieux qui, vivant à la manière des mollusques sur le fond de l'Océan qu'il serait condamné à ne jamais quitter, aurait cependant l'ambition de connaître les lois des courants, des marées et des vagues qui en agitent la surface. Dans ces conditions, les renseignements que la météorologie donne aux aviateurs ne sont guère utilisables qu'au départ et à l'atterrissage : ce n'est pas beaucoup, ce n'est sûrement pas assez.

Puisque la météorologie n'est pas actuellement en mesure de fournir à l'aviation les renseignements qui lui sont indispensables, puisque de plus les quelques établissements où l'on étudie les caractères de l'atmosphère inférieure sont clairsemés, il était nécessaire de combler cette lacune par une organisation immédiate, partant sur les seules méthodes et sur les instruments, pouvant, à l'aide d'observatoires essentiellement transportables, donner des observations, non pas faites à Paris pour un vol à effectuer en Camargue, mais faites sur le lieu même du départ de l'avion.

Cette organisation a été réalisée grâce à la science et à la persévérance d'un de nos officiers du génie, le

capitaine Sacconey, ancien élève de l'Ecole Polytechnique et qui, depuis longtemps, étudie le moyen d'utiliser scientifiquement les cerfs-volants et les ballons-sondes. Il a eu l'idée très heureuse de profiter des ressources inépuisables que le moteur à explosion nous fournit aujourd'hui, et il a réalisé, dans une voiture automobile, un véritable observatoire météorologique, mais un observatoire autrement complet et autrement utile que les observatoires fixes.

Cette « voiture d'aérologie », comme l'a justement dénommée le savant officier, possède naturellement un moteur; mais par des débrayages et des embrayages spéciaux, ce moteur non seulement sert à propulser la voiture pour l'amener sur le terrain d'expérience, mais encore, à l'arrêt du véhicule, peut actionner à volonté un treuil, un dynamo ou un compresseur d'air. Sur la voiture elle-même se trouve un laboratoire d'aérologie très complet contenant des ballons-sondes et les tubes d'hydrogène comprimé nécessaires à leur gonflement; deux sortes de théodolites servent à déterminer par des mesures angulaires les hauteurs atteintes par les ballons-sondes, ainsi que la distance des points sur la verticale desquels ils se trouvent. La voiture comprend encore deux cerfs-volants avec leur treuil, 4.000 mètres de câble et un très ingénieux appareil de photographie automatique appelé « perce-brume » et, qui permet de connaître avec précision la hauteur à laquelle se trouve la brume, ainsi que son épaisseur.

Mais ce n'est pas tout : un mât télescopique de 25 mètres de hauteur, qui se développe sous l'action de l'air comprimé par le compresseur peut être installé en quelques instants. A son sommet il porte un anémomètre, et sert en même temps d'antenne pour la réception des dépêches radiotélégraphiques ; la voiture contient en outre tous les instruments météorologiques nécessaires : baromètre, thermomètre,

hygromètre, électromètre. Une dynamo fournissant l'éclairage et l'énergie nécessaires; un tour de précision permettant les réparations d'urgence, et une table de travail complètent ce remarquable ensemble qui est un véritable observatoire météorologique mobile.

Pour faire, avec ce précieux engin, les déterminations de vitesse et de direction du vent aux diverses altitudes, on emploie des méthodes et des appareils différents suivant la vitesse du vent inférieur qui souffle à la surface du sol.

Si ce vent est très faible, c'est-à-dire si sa vitesse estimée à vue, n'atteint pas deux mètres par seconde, on obtient des renseignements immédiats par l'emploi d'un petit ballon captif : l'inclinaison de son fil de retenue, et l'effort qu'il exerce sur un dynamomètre fournissent la donnée relative à la vitesse du vent; l'azimut du plan dans lequel se trouve le fil donne sa direction.

Si l'on a affaire à un vent moyen, de vitesse comprise entre 2 à 15 mètres par seconde, on emploie un ballon-sonde libre en feuille de caoutchouc, gonflé à l'hydrogène. Grâce à l'élasticité de son enveloppe, ce ballon se dilate à mesure qu'il pénètre, en montant, dans des couches où la pression est moindre; il conserve ainsi une force ascensionnelle constante. Un ingénieux et simple appareil permet de faire, au départ, le « tarage » précis de chaque ballon, de façon à en connaître exactement la vitesse d'ascension : cette vitesse est de 200 mètres par minute, soit 100 mètres en 30 secondes. Les théodolites servent à viser le ballon et à déterminer les azimuts et les pentes de ses positions successives. La connaissance de la vitesse ascensionnelle permet de connaître, minute par minute la position du ballon et de projeter sa trajectoire, tant sur un plan vertical que sur le plan horizontal. Cette remarquable méthode avait déjà été employée par

S. A. S. le Prince de Monaco au cours de ses sondages aériens effectués il y a une dizaine d'années au-dessus de l'Atlantique, dans la région des Açores.

Ces sondages, qui se font très rapidement grâce à la merveilleuse organisation de la voiture d'aérologie, sont poursuivis jusqu'à l'éclatement du ballon qui, par beau temps, a lieu vers 8.000 mètres ou 10.000 mètres d'altitude; il se produit par 4.000 ou 5.000 mètres par temps d'orage, et la hauteur *moyenne* d'éclatement est 8.000 mètres. Ainsi, par la vitesse de translation horizontale du ballon, on est renseigné sur la vitesse des vents supérieurs; par l'azimut qu'il prend, on est renseigné sur leur direction; par les soubresauts qu'il peut manifester au cours de son ascension et que l'on observe à la lunette, on connaît les remous et les « vagues d'air » qui existent à l'altitude correspondante.

Il ne faut pas plus de vingt à trente minutes pour donner les renseignements jusqu'à 3.000 mètres de hauteur, ce qui est suffisant dans la plupart des cas. En deux heures, on fait le sondage aérien jusqu'à 10.000 mètres.

Enfin, par grands vents, c'est-à-dire par des vents soufflant à raison de plus de 15 mètres par seconde, et quand on veut explorer l'atmosphère à des altitudes inférieures à 1.000 mètres, on emploie des cerfs-volants qui donnent la vitesse du vent par la mesure de l'effort de traction de leur fil de retenue sur un dynamomètre. D'ailleurs, grâce au treuil à moteur dont est munie la voiture, on peut lancer les cerfs-volants même s'il n'y a pas de vent du tout : il suffit, pour cela, de dérouler 1.000 ou 1.500 mètres de câble que l'on étend sur le sol et de mettre le treuil en mouvement à grande vitesse : l'enroulement rapide fournit ainsi le vent nécessaire au lancement du cerf-volant.

Ainsi, pour la première fois, grâce à la science

de nos officiers, les aviateurs seront renseignés d'une façon rapide et exacte sur l'état de l'atmosphère, et les renseignements qu'ils auront de la sorte seront véritablement *utiles*, puisqu'ils seront relatifs au lieu même d'où ils doivent s'envoler.

Les principaux travaux d'aérodynamique font toujours état important de cette notion des mouvements périodiques de l'atmosphère. Mouillard, en observant en Egypte le vol des oiseaux, avait affirmé que le faucon utilise les ondes aériennes; Soreau a étudié théoriquement la question et en a fait une analyse très complète; il part du principe de l'indépendance du mouvement de vibration et du mouvement de translation d'ensemble, et arrive à exprimer le mouvement ondulatoire par une formule analogue à celle des vibrations lumineuses. Il conclut de ses calculs que les pulsations, plus irrégulières près du sol, s'atténuent à mesure qu'on s'élève. Ce qui est certain, c'est que, même en cas de mouvement de translation régulière à la surface de la Terre, toute aspérité de celle-ci renvoie verticalement le courant aérien, en trouble le régime et y crée un « remous » et un « vent vertical », ceci indépendamment du mouvement ondulatoire dont la masse en mouvement peut, en outre, être le siège.

A côté des beaux travaux théoriques de Soreau, il faut placer les recherches expérimentales de Langley et de Chassériaud. Langley opérait avec des anémomètres d'une sensibilité extrême, Chassériaud, avec un bolomètre qui accusait un courant d'air de quelques centimètres par seconde. Langley put montrer, par l'expérience, l'extrême irrégularité du vent : un courant d'air jugé régulier d'après les procédés ordinaires et animé d'une vitesse « moyenne » de 40 kilomètres à l'heure, a accusé, avec ses instru-

ments, des vitesses variant de 16 à 77 kilomètres. On voit, d'après ces chiffres, combien est juste l'observation de M. Alex. Sée au sujet des moyennes dans de pareilles observations : les écarts de vitesses qu'un aviateur pouvait rencontrer dans ces conditions sont énormes, et la valeur de la vitesse *moyenne* de 40 kilomètres à l'heure n'a rien de commun avec celle de 16 ou de 77 avec lesquelles il peut avoir à compter successivement en très peu de temps.

Ces pulsations de l'air sont, nous l'avons dit, mises à profit par l'oiseau dans le « vol à voile ». L'aviateur peut-il ou même pourra-t-il jamais les utiliser dans le même but? Nous allons examiner la chose de plus près.

Quand un corps partant du repos terrestre se trouve dans un courant d'air uniforme et sans pulsations, dont la vitesse de régime a une valeur déterminée et constante V, il se trouve dans le même état que celui où, en air calme, il aurait une vitesse égale à —V. Il dispose, au commencement, d'un potentiel cinétique égal à sa force vive, mais, cette réserve étant épuisée, il doit, en vertu du principe de relativité, forcément redescendre. Il est facile de démontrer que, au cours de cette descente nécessaire, toutes les trajectoires qu'il peut suivre d'un mouvement uniforme, quelles que soient les manœuvres qu'il effectue, sont comprises à l'intérieur d'un cône enveloppe à axe vertical, dont la base est sur le sol horizontal.

Dans ces conditions, si, au cours de sa descente en vol plané, il rencontre un vent différent de celui dans lequel il se trouvait entraîné, en vertu de son inertie, il possède une différence de vitesse avec le vent et il bénéficie, en quelque sorte, d'un potentiel cinétique nouveau. Il lui est possible, dans ce cas, par des manœuvres appropriées, de s'élever, ou tout au moins de se maintenir. Les oiseaux, grâce à un sens spécial,

perçoivent la différence de régime de l'air. L'aviateur pourra-t-il jamais accuser ces variations? C'est encore un mystère.

En tous cas, cette différence de vitesse avec le vent initial, qu'il peut rencontrer au cours de sa descente, peut être réalisée de plusieurs manières. Si le vent a une composante verticale ascendante, il est certain que l'aviateur, comme l'oiseau, peut l'utiliser pour s'élever : les oiseaux le savent et s'en servent, soit au voisinage des falaises sur lesquelles la réflexion du vent venant du large produit justement ce mouvement ascensionnel de l'air, soit en pleine mer, au-dessus des grandes vagues dont les flancs inclinés jouent le même rôle pour renvoyer vers le haut les masses d'air qui viennent horizontalement les rencontrer. Récemment, M. Idrac a pu constater que le remous aérien produit à l'arrière des paquebots de la Manche donnait naissance à des mouvements verticaux dont la vitesse atteignait trois mètres, ce qui est suffisant pour le vol à voile de certains oiseaux. Si, dans un vent horizontal, le régime ondulatoire est très net, le passage des ondes successives permet une utilisation analogue; si un vent horizontal est disposé par couches de directions ou d'intensités différentes, notre cas théorique se trouvera encore réalisé. Or, ce dernier cas se trouvera toujours au voisinage du sol terrestre, où la vitesse du vent est plus faible qu'à une certaine hauteur. Le vol à voile est donc *théoriquement* possible pour un aviateur, à condition qu'il ait la perception des changements de vitesse ou de direction du vent à mesure qu'il descend en vol plané vers la Terre.

On voit, par ce qui précède, que le « vol à voile », par vent constant ou par calme complet est absolument impossible. On voit, en outre, que la condition optima de stabilité pour un avion est un vent présentant le minimum possible de rafales, de risées, en

un mot, de variation brusques dans l'intensité et dans la direction. Au voisinage du sol, les accidents du relief terrestre ou les obstacles dus aux constructions provoquent toujours des variations brusques et donnent aux courants d'air horizontaux des renvois dans le sens de la hauteur, qui peuvent retourner complètement un avion : trop près du sol, celui-ci n'aura pas le temps et l'espace nécessaires pour opérer une manœuvre de redressement, et sera infailliblement perdu.

La conséquence est que le vol de sécurité, pour un long parcours, doit forcément s'effectuer à grande hauteur : dans tous les grands raids aériens de ces derniers temps, les aviateurs ont toujours volé à 1.500 ou 2.000 mètres : ils n'ont alors à craindre que les pulsations de la houle atmosphérique; mais, le phénomène étant de caractère ondulatoire, est essentiellement périodique, et l'aviation peut arriver à en tenir compte.

Il est impossible de terminer ce chapitre sur la dynamique de l'atmosphère sans examiner la question de la sécurité du vol en aéroplane.

Le plus grand danger que puisse courir un avion est de rencontrer à tout moment des discontinuités dans le régime de l'air : l'avion s'accommodera plutôt d'un vent violent mais de vitesse à peu près constante, que d'un vent de vitesse modérée mais soufflant par rafales, faisant passer du simple au triple la vitesse du courant d'air local où se trouve à chaque instant l'aéroplane. Nous venons de voir que, à grande hauteur au-dessus du sol terrestre, au voisinage duquel abondent les « remous » les « tourbillons » et les « trous d'air » on avait chance de rencontrer des courants d'air à régime régulier. Cependant, même au sein de ces courants, l'aviateur est toujours exposé aux vicissitudes provenant des pulsations de l'air, ces

pulsations fussent-elles rythmiques et soumises à une loi ondulatoire.

Il est un moyen pour l'aéroplane de réduire au minimum l'action que peuvent exercer sur lui les remous atmosphériques et les fluctuations du vent : ce moyen, c'est d'augmenter sa force vive de façon à se rapprocher le plus possible des conditions du projectile qui passant, indifférent, au travers des masses d'air n'est, pour ainsi dire, pas affecté par les variations accidentelles de leur régime. Pour cela il lui faut augmenter sa vitesse qui intervient par son carré, et sa masse.

Or, il est difficile d'augmenter la vitesse sans augmenter la masse : car pour accroître la vitesse de l'avion il lui faut un moteur plus puissant, donc plus lourd ; il faut augmenter sa provision possible d'essence dont la consommation accrue du moteur demande une plus grande quantité. L'aéroplane plus rapide devra donc être de masse plus forte.

Doit-on le regretter? au contraire, et je crois que l'avenir de la conquête de l'atmosphère est de ce côté.

Deux exemples récents viennent à l'appui de cette thèse. Le premier est celui de l'aviateur Prévost qui, au circuit de Reims d'octobre 1913 a volé à la vitesse remarquable de 204 kilomètres à l'heure, avec un avion d'un type sensiblement normal. La grande vitesse est donc réalisable puisqu'elle est réalisée. Il faut d'abord remarquer qu'à cette vitesse, on pourrait aller de Brest à New-York en 24 heures.

Mais il est un autre cas à rapprocher de celui-ci, c'est le voyage aérien de Garros, de Fréjus à Tunis, par-dessus la Méditerranée. Dans ce voyage, l'aviateur est arrivé à Bizerte n'ayant plus que quelques litres d'essence dans son réservoir : un incident de route, une erreur qui l'eût écarté de son itinéraire en allongeant le chemin à parcourir, et c'était l'arrêt du moteur, donc la chute dans la Méditerranée, et l'ac-

cident mortel. Un avion plus « portant » eût donc donné à l'aviateur un surcroît de sécurité.

Cependant, pour de tels voyages, surtout si l'on voulait traverser l'Atlantique, il ne suffirait pas d'avoir la vitesse de Prévost ou la sûreté de Garros : il faudrait encore compter avec l'arrêt du moteur par suite d'un accident; quelque habile que soit la descente en vol plané, il faudrait repartir, et si une avarie grave était arrivée au moteur, ce serait également l'accident fatal.

Il faut donc un avion assez « portant » pour comporter *deux* moteurs, dont chacun suffirait, à lui seul, à propulser l'appareil. Dans ces conditions, avec une masse au moins quadruple de celle des avions actuels, avec une vitesse de 250 kilomètres à l'heure, non seulement les grandes traversées transaériennes seront possibles, mais encore l'avion qui réalisera ces conditions n'aura plus grand'chose à craindre des fluctuations du régime des vents : il traversera les remous comme une balle de carabine et donnera à son aviateur le maximum de sécurité possible.

La masse de l'avion devra être d'autant plus grande que la grande vitesse exigera une consommation d'essence plus grande, donc une provision plus forte et par suite plus lourde : la force motrice est, en effet, proportionnelle au cube de la vitesse à dépenser et l'on voit combien les grandes vitesses doivent coûter cher. Il faut espérer que les constructeurs se mettront à construire des avions grands et rapides : ces engins n'auront pas de peine à devenir les maîtres de l'atmosphère.

Enfin, disons un mot d'un problème qui a toujours hanté le cerveau de l'homme, depuis la plus haute antiquité jusqu'à nos jours : c'est celui qui consiste à voler par la seule force musculaire, sans faire appel à aucune énergie mécanique.

Toutes les solutions essayées à l'aide d'ailes battantes ont échoué; après les essais de Lilienthal, depuis, surtout, la diffusion de l'aéroplane, on a essayé de combiner le planement avec les propriétés remarquables de la bicyclette dont les champions développent de si remarquables performances musculaire : l'aérocycle, l' « aviette » comme on l'appelle aujourd'hui, n'a pas donné le moindre résultat, on pourrait même dire le moindre espoir.

La Mécanique l'explique, en effet. Si l'on calcule l'effort nécessaire pour réaliser l'envol d'un homme du poids moyen de 75 kilogs, on trouve qu'il faut un effort mécanique *minimum* de 3 chevaux ou 3 chevaux 1/2. Aucune musculature humaine ne pourrait donner cet effort en régime permanent, et il faut renoncer à l' « aérocycle ».

CHAPITRE XV

L'utilisation de l'atmosphère.

Dans un siècle pratique et utilitaire comme le nôtre, une science se doit à elle-même, doit à sa propre dignité de justifier les sacrifices que l'on fait pour son étude par l'importance de ses applications. Et, maintenant que nous approchons de la fin de ce livre, il est opportun de nous demander ce que l'homme peut tirer de cette atmosphère dont l'étude, si difficile dans le passé, plus difficile peut-être dans l'avenir à mesure qu'apparaîtront de nouvelles inconnues dans le problème à résoudre, exige tant d'efforts de sa part, tant d'intelligence et tant d'activité.

C'est donc à l'utilisation de l'atmosphère par l'homme que nous allons consacrer ce chapitre.

Naturellement, il est inutile d'insister sur l'utilité de la connaissance de ses lois : les conditions de la vie dépendent de la connaissance des climats ; beaucoup d'entreprises exigent et exigeront de plus en plus une prévision sérieuse du temps, sinon à longue, du moins à courte échéance. Ainsi l'étude de la Météorologie proprement dite, son étude « terre à terre », faite à coups de moyennes et de statistiques, aura-t-elle toujours son utilité, ne fût-ce que pour accumuler des matériaux examinés avec assez de méthode pour les rendre utilisables par ceux qui, avec des vues plus

larges, chercheront à les relier entre eux et aux autres phénomènes de la nature par des lois que découvrira leur génie. Quand le monument est édifié, une part de gloire revient aux ouvriers qui ont amené à pied d'œuvre les pierres sans lesquelles la conception de l'architecte n'eût jamais pu être réalisée.

Mais je veux parler, dans ces pages, d'applications plus immédiatement tangibles. Je rappelais, il y a un instant, les tendances utilitaires qui caractérisent notre époque ; je voudrais insister sur les applications d'ordre industriel et par conséquent commercial auxquelles l'étude de l'atmosphère, poussée dans la direction pratique, a déjà donné lieu.

Est-il besoin d'insister sur cette prodigieuse découverte, à peine âgée de dix ans, qui s'appelle l'*aviation ?* Autrefois l'Océan, l'Océan liquide, était considéré comme le vrai trait d'union entre les peuples. La maîtrise de la mer a, de tout temps, été l'ambition des nations fortes ; mais aujourd'hui qu'est-ce que l'Océan liquide qui ne recouvre que les trois quarts de la Terre auprès de l'Océan aérien qui l'enveloppe tout entière? Il a fallu cent ans de vapeur pour arriver à réaliser, à titre exceptionnel, la vitesse de 40 nœuds sur des navires de combat, d'un type et d'une destination spéciaux, comme les contre-torpilleurs, et après six ans d'aviation, des aéroplanes ont marché pendant des journées entières à la vitesse soutenue de 170 kilomètres à l'heure ! Nous ne sommes donc pas loin de cette vitesse horaire de 200 kilomètres qui sera probablement réalisée dans le courant de l'année 1915. Nous nous faisons gloire de la vitesse de ces grands paquebots qui traversent l'Atlantique en 6 jours, au prix de nombreux millions engagés dans leur construction et dans leur marche : avec l'aéroplane volant à 200 kilomètres à l'heure, nous irons de Brest à New-York en 24 heures ; nous

pourrons aller déjeuner à Marseille et rentrer à Paris le même soir pour dîner.

Est-il besoin de dire que toute la vie individuelle et sociale va être révolutionnée, modifiée, transformée par cette conquête de l'atmosphère ? On le conçoit, de reste. Les voyages, abrégés d'une façon inattendue, permettront aux hommes une meilleure utilisation du répit que leur accorde la Mort, et, pouvant faire plus de chemin pendant un même nombre de jours, diminuant le « déchet », les instants perdus par des voyages qui condamnent à l'inaction, ils pourront augmenter les périodes d'activité efficace ; ainsi, dans la durée de leur existence, ils auront accompli ce qui aurait exigé une existence plus longue. La conquête de l'atmosphère aura donc eu le même effet que si l'on avait réussi à prolonger la vie humaine.

Mais demandons-nous si cette conquête, dont on entrevoit de si belles applications au bien-être de tous, ne sera pas employée au mieux des instincts belliqueux des hommes, et si, d'une part équivalent à prolonger leur vie, elle ne sera pas, d'autre part, un terrible instrument de guerre qui permettra de détruire plus vite de plus nombreuses existences ? Ne peut-il donc pas y avoir de médailles sans revers et de bonheur sans larmes ?

Cette conquête de l'atmosphère réjouira les impatients, ceux qui ont mal de rester en place ; elle fera le bonheur des voyageurs, et résoudra les dernières énigmes géographiques. Les explorateurs polaires, les héros des glaces, ont bien fait de se hâter de poser le pied aux pôles de la Terre, car nous ne serons pas longtemps sans voir les avions voler au-dessus des blanches banquises de l'océan Arctique, au-dessus du continent glacé de l'Antarctique, et nous rapporter de ces régions d'accès difficile des cartes géographiques complètes faites par la photographie.

Mais il est d'autres applications de la science de l'atmosphère qui réjouiront les « sédentaires », ceux dont l'activité se dépense sur place, d'une façon moins agitée, mais au moins aussi utile pour le bien général. Au premier rang de ces applications industrielles, il faut placer l'admirable technique qui a permis de forcer l'air à changer d'état ; en un mot, la découverte et les applications de *l'air liquide*.

C'est à Faraday que revient l'honneur d'avoir le premier liquéfié les gaz ; il en liquéfia dix-sept, montrant ainsi la généralité absolue du phénomène des changements d'état de la matière. Et, si l'on se reporte par la pensée à l'époque où ces travaux furent accomplis, c'est leur entreprise même plus encore que leur réussite qui illustre le nom de leur auteur. La plus grande gloire de Christophe Colomb, ce n'est pas d'être arrivé, c'est d'être parti.

Faraday liquéfia donc la plupart des gaz connus à son époque ; mais justement les plus abondants dans la nature, l'oxygène et l'azote, constituants de l'air atmosphérique, l'hydrogène, élément de l'eau, résistèrent à toutes ses tentatives ; la notion du *point critique*, que la science doit à Andrews, n'était pas encore donnée, et tous ces gaz étaient comprimés à une température supérieure à la valeur de ce point pour chacun d'eux : ils ne pouvaient donc se liquéfier.

C'est Louis Cailletet qui eut la gloire, en liquéfiant l'oxygène, l'hydrogène, l'azote, de faire tomber la dernière barrière existant entre l'état liquide et l'état gazeux, et de signer d'un nom français une des plus belles pages de la Physique. Il eut l'idée de demander à la détente brusque des gaz comprimés le froid nécessaire pour les amener au-dessous de leurs températures critiques, et il réussit simplement là où tant d'autres avaient échoué.

Quand les éléments de l'air eurent été liquéfiés

séparément, il était tout naturel que l'on cherchât à liquéfier l'air « en bloc ». En mettant à profit l'idée féconde de Cailletet, on y est arrivé aujourd'hui, et l'on a fait actuellement de la liquéfaction de l'air atmosphérique une opération courante et industrielle. On commence par comprimer l'air puisé dans l'atmosphère, avec une série de pompes, jusqu'à 200 atmosphères environ. Cet air, amené déjà à basse température par un mélange frigorifique, circule dans un réseau de tubes concentriques dont chacun sert de manteau à celui qu'il contient, pour le protéger contre le réchauffement. A une phase déterminée de cette circulation en tubes, on fait détendre l'air en abaissant sa pression de 200 à 50 atmosphères : cette *détente* abaisse la température de la masse gazeuse à 130 degrés au-dessous de zéro. Une deuxième détente abaisse la température à un point suffisant pour que la liquéfaction commence : l'air liquide tombe en gouttelettes dans des récipients en verre, à double paroi, entre les deux parois desquels on a fait le vide, ce que nous devons, en France, à l'ingéniosité inépuisable du professeur d'Arsonval. Le vide des parois protège le contenu des vases contre tout refroidissement, et l'on peut ainsi conserver l'air liquéfié. On sait les applications que l'on a faites de ces récipients athermanes qui sont vendus commercialement sous les noms variés de bouteille « Thermos », « Majic », « Unic », etc.

L'air qui n'a pas été liquéfié dans la première phase de l'opération que nous avons décrite retourne, par le jeu même de la machine, dans le réseau des tubes où il circule à nouveau : le cycle continue, et le jet d'air liquide est produit d'une façon régulière, sans interruption aucune, tant que fonctionnent les pompes qui aspirent l'air et le compriment dans le réseau.

Ainsi l'air est liquéfié : il représente, sous cette forme, une accumulation d'énergie considérable. On

l'a déjà employé à faire marcher des machines en utilisant la force élastique du gaz dû à son évaporation. Mais là n'est pas sa grande application : elle est dans la « distillation fractionnée » de l'air ainsi rendu liquide, distillation qui permet d'en séparer sans difficulté les éléments constitutifs.

Nous avons vu que, seule, cette distillation avait permis à sir W. Ramsay d'obtenir les gaz rares : xénon, krypton, néon. Déjà, entre les mains de Georges Claude, ceux-ci sortent des laboratoires : les « tubes à néon » inondent nos grands magasins de cette magnifique lumière à teinte aurorale, que l'on pourait justementappeler la « lumière atmosphérique ». Mais l'industrie moderne est allée plus loin encore. C'est aux travaux de Georges Claude que l'on doit les plus grands progrès réalisés dans cette voie.

Le savant ingénieur a eu l'idée, pour obtenir l'oxygène par évaporation de l'air liquide, de faire ce que font les géomètres : de « supposer le problème résolu ». Il lui fallait de l'air liquide en abondance ? il a commencé par en prendre une certaine quantité, produite par une autre machine, et il l'a utitisée si bien qu'elle devient une source d'air liquéfié. Ainsi fait-on pour les moteurs à explosion : il faut commencer par les faire tourner à la main pour qu'ils tournent seuls ensuite ; « un tour de manivelle, et l'on part », disent les chauffeurs d'automobiles.

Pour cela, on immerge un réseau de tubes dans de l'air liquide qui s'évapore, et l'azote, plus volatil, s'en va le premier : nous pouvons, si bon nous semble, ou le recueillir ou le laisser s'échapper dans l'air ambiant. L'oxygène reste à l'état liquide et ne commence à se volatiliser qu'après évaporation de l'azote. En s'évaporant, il produit un froid assez intense pour que l'air, comprimé dans le réseau de tubes qui y est immergé, ne demande qu'une compression assez faible pour se liquéfier à son tour, tant et si bien, que théori-

quement, on pourrait, moyennant une légère surpression, récupérer dans les tubes l'oxygène évaporé dans le récipient extérieur et soigneusement recueilli dans des gazomètres. Dans la pratique, il y a des pertes, tout comme dans le condenseur d'une machine marine où l'on ne retrouve pas intégralement l'eau vaporisée dans la chaudière : il y a des fuites qu'il faut combler par additions périodiques d'un peu d'eau douce nouvelle dans la chaudière. Mais ces pertes, dans le cas de l'air liquide, sont faibles et ne s'élèvent pas à plus de 5 °/₀.

Ainsi, moyennant une dépense de froid initiale, faite pour liquéfier la première masse d'air, celle qui doit s'évaporer dans le récipient extérieur et refroidir les tubes où circule l'air à liquéfier ensuite, on amorce un cycle continu, où, sauf une perte de 5 °/₀, l'évaporation de l'oxygène déjà liquéfié permet d'en liquéfier de nouveau une quantité sensiblement égale, moyennant une petite compression. C'est ainsi que, dans la machine électrostatique de Holtz, une petite charge électrique communiquée, au début, à l'un des secteurs métalliques, permet le fonctionnement de la machine, aussi longtemps qu'on dépensera, pour la faire tourner, un peu d'énergie mécanique.

Cette méthode si remarquable, due à l'ingéniosité et à la persévérance de notre compatriote, permet donc, en définitive, d'extraire l'oxygène de l'air, c'est-à-dire d'utiliser l'un des éléments de l'atmosphère. La dépense de force motrice est la seule qui intervienne, après achat et amortissement des appareils. Georges Claude est arrivé, dans le cas où la force motrice serait gratuite (ce qui est le cas près des hauts fourneaux où les gaz d'échappement peuvent alimenter des moteurs à explosion ou à combustion interne), à établir pour l'oxygène ainsi extrait de l'air, un prix de revient de trois centimes le mètre cube, soit

28 francs la tonne : c'est le prix des matériaux de construction. Et alors, l'oxygène, préparé à bas prix, accumulé dans de vastes gazomètres, peut être envoyé par des souffleries puissantes, dans les hauts fourneaux où, au lieu de produire les combustions par le mélange d'oxygène dilué de quatre fois son volume d'azote, on les produit par de l'oxygène pur, ce qui les rend plus complètes et plus rapides. Et sans doute, l'industrie chimique, en général, aura-t-elle intérêt à utiliser ainsi l'oxygène pur au lieu de l'oxygène dilué. Ce sera une nouvelle utilisation des chutes d'eau, de cette « houille blanche » encore si peu exploitée.

Voilà pour l'oxygène dont on voit de suite les grandioses et nombreuses applications. Mais l'azote ? va-t-il continuer à ne servir à rien qu'à modérer, par sa haute dose dans l'air, les ardeurs de l'oxygène, son compagnon de travail ? Ou, par ces temps de solidarité, ne va-t-il pas tenter avec lui une alliance, un consortium d'où pourraient sortir des progrès nouveaux ?

C'est cette dernière hypothèse qui est actuellement en voie de réalisation, et nous allons assister sans doute à la naissance d'une nouvelle industrie résultant de la combinaison directe des éléments de l'air, azote et oxygène, sous l'influence de la chaleur formidable de l'arc électrique, dont le courant générateur est produit par l'énergie transformée des chutes d'eau de la Scandinavie. On réalise ainsi la combinaison *directe* de l'azote et de l'oxygène, en présence de la chaux, et le résultat est du nitrate de chaux. Avec le prix de revient de l'énergie électrique provenant des chutes d'eau, la tonne de nitrate ainsi fabriqué revient à 135 francs, alors que le même nitrate, provenant des gisements du Chili et amené en Europe, même par le fret économique des grands voiliers modernes, revient à plus de 200 francs. C'est donc une

belle utilisation de l'azote et de l'oxygène atmosphérique que cette fabrication électro-synthétique du nitrate de chaux.

Ce nitrate est un produit dont les progrès de l'agriculture scientifique, comme elle se pratique aujourd'hui, rendent chaque jour la consommantion plus abondante et le besoin plus impérieux. Jusqu'à présent, c'est le nitrate du Chili qui était la seule ressource des « rustiques » pour donner à leur sol l'azote indispensable. Mais ces gisements, comme ceux de houille, ne sont pas inépuisables, et de même qu'on commence à chercher à utiliser au mieux les forces naturelles disponibles pour parer à l'épuisement des houillères, de même, comme nous venons de le voir, on commence à fabriquer artificiellement le nitrate nécessaire à la culture de la terre.

Nous venons d'éveiller, en parlant de cette industrie des nitrates deux idées. La première est celle du transfert des nitrates chiliens par le fret « économique » de nos grands voiliers.

Je voudrais insister sur cette navigation à voiles, aujourd'hui si perfectionnée. On parle souvent de l'utilisation de vent comme force motrice, et on le range volontiers au nombre des « forces perdues ». Or, les statistiques du *Bureau Veritas* pour la période 1910-1911 nous apprennent qu'il y a actuellement, dans les flottes de commerce des divers Etats du monde, un nombre de voiliers dont le tonnage total est de 6.496.000 tonnes. Si l'on estime à 1 cheval 1/2 par tonne la force nécessaire pour faire marcher ces bâtiments, on voit que l'utilisation du vent par la voilure de ces navires représente plus de *neuf millions sept cent quarante mille chevaux-vapeur*. Rien qu'en France, il y a un tonnage total de voiliers de 604.000 tonnes, ce qui représente une puissance motrice de *neuf cent mille chevaux* que leur fournit gratuitement le vent :

voilà la meilleure réponse à donner à ceux qui se lamentent sur l'inutilisation du vent.

Aujourd'hui, les navires à voiles, plus grands que jadis, ont couramment 3 ou 4,000 tonnes de portée et réalisent, dans les alizés, pour leurs traversées régulières, des vitesses de 10 à 12 nœuds. D'autre part, le régime des vents, mieux connu, a permis aux voiliers d'avoir des itinéraires fixes et de suivre des traversées à peu près constantes. Ajoutons que dans les statistiques ci-dessus ne sont pas compris les bateaux de pêche qui représentent un tonnage total au moins égal au précédent. Nous n'avons pas parlé non plus de l'utilisation directe de la force motrice du vent pour faire tourner les innombrables « moulins à vent » que l'on voit sur les côtes, tant chez nous qu'en Hollande.

Le vent n'est donc pas une force perdue et les mouvements de l'atmosphère sont utilement observés. Ira-t-on plus loin encore ? c'est possible et même probable.

La seconde idée qu'a éveillée cette combinaison directe de l'azote et de l'oxygène de l'air sous l'action de l'électricité produite en utilisant l'énergie des chutes d'eau est celle de ces chutes d'eau elles-mêmes, c'est-à-dire « des forces naturelles ». Or, c'est encore une utilisation de l'atmosphère que nous trouvons là, non plus, il est vrai, l'utilisation de ses éléments fondamentaux ou de ses déplacements, mais celle d'un corps gazeux qui y entre pour une bien modeste part : je veux parler de la vapeur d'eau.

Qu'est-ce, en effet, qu'une chute d'eau ? c'est une discontinuité dans la descente d'un cours d'eau parti de la montagne pour descendre vers la mer, cours d'eau qui, au lieu de suivre la pente régulière, trouve devant lui un obstacle qu'il est obligé de franchir pour tomber, de là, au niveau plus bas qui se trouve de

l'autre côté. Il y a là une énergie mécanique souvent considérable, comme au Niagara ou aux chutes de Victoria, en Australie, ou à celles de Kaieteur, dans la Guinée anglaise, où les eaux du Potaro se précipitent en masses colossales, d'une hauteur de 275 mètres, soit deux fois la hauteur des chutes de Victoria et cinq fois celle du Niagara. On y estime à un million trois cent mille chevaux-vapeur l'énergie disponible.

Or, qu'est-ce qui fournit l'eau à ces chutes ? tout simplement l'atmosphère, par la condensation de la vapeur d'eau qu'elle contient, condensation qui se fait par le mécanisme de la *pluie*. Ainsi voici l'atmosphère source directe d'énergie.

On peut, d'ailleurs, calculer en gros cette somme d'énergie : cela nous permettra de rassurer les timides qui se demandent ce qu'il adviendra quand seront épuisés, dans un avenir heureusement lointain, les gisements de pétrole et de houille.

Faisons d'abord le calcul pour la France. Il tombe sur notre sol une hauteur de pluie « moyenne » de 800 millimètres par an. Cela donne pour la superficie totale de la France, qui est de 500.000 kilomètres carrés, 400 milliards de mètres cubes, et ces 400 milliards de mètres cubes d'eau sont précipités sur un sol dont l'altitude moyenne est de trois cents mètres.

Ils doivent donc, pour arriver à la mer, « tomber » de trois cents mètres de hauteur.

Evidemment, il y a du déchet; évidemment, toute l'eau tombée n'arrive pas jusqu'à l'Océan qui la guette. Si toute cette eau arrivait, sans déperdition, jusqu'à la la grande mer qui en est le réceptacle connu, elle développerait, au cours de l'année, douze millions de milliards de kilogrammètres, soit trois milliards sept-cents millions de kilogrames, *par seconde*. La puissance « théorique » correspondant à la descente des eaux de pluie en France est donc, en chiffres ronds, de cinquante millions de chevaux-vapeur.

Mais, comme nous l'avons dit, il y a des « fuites » pendant le parcours. Une partie de cette eau entre dans le sol par imbibition, pour être absorbée par les plantes; une autre s'évapore en cours de route. Malgré cela, on peut admettre sans risque que la cinquième partie de cette eau va jusqu'à la mer. C'est donc une disponibilité de 10 millions et demi de chevaux-vapeur que nous fournit l'atmosphère en arrosant de sa pluie nos plaines et nos monts.

Voilà pour la France. Et maintenant, *paulo majora canamus :* passons à la Terre entière.

La moyenne de pluie qui tombe sur la Terre entière est environ de 850 millimètres par an. La superficie totale des continents étant 144 millions de kilomètres carrés, on voit que l'eau tombée du ciel sur notre écorce émergée au-dessus des flots forme le volume total de 122.500.000.000.000 de mètres cubes ou 122.500 millions de milliards de kilogrammes.

L'altitude moyenne des terres émergées étant 700 mètres, c'est de cette hauteur que cette masse colossale d'eau va tomber à la mer sous forme de torrents, de ruisseaux, de rivières et de fleuves. Cette chute représente, pour un an, 85.750 millions de milliards de kilogrammètres, soit, à raison de 31.536.000 secondes par an, 2.900 milliards de kilogrammètres *par seconde* ou 38 milliards de chevaux-vapeur. Admettons, avec les géologues, que la cinquième partie de cette eau, seule, arrive à l'Océan, cela nous fait tout de même une énergie disponible de près de *8 milliards de chevaux-vapeur!* Les hommes peuvent donc être tranquilles : l'atmosphère leur fournira de quoi faire tourner leurs machines, sans compter l'appoint colossal que leur fournira l'Océan quand on utilisera ses vagues et ses marées.

L'air ne nous donne pas seulement la force motrice par la condensation de l'eau qu'il contient ou par l'utilisation directe de la pression qu'il exerce, quand

il est en mouvement, sur les ailes de nos moulins ou sur les voiles de nos navires; il sert encore à transporter l'énergie, à l'état d'air comprimé, soit accumulé dans des réservoirs, soit quand il circule dans des canalisations spéciales. Il sert ainsi à actionner nos horloges et c'est grâce à son admirable élasticité qui transmet dans tous les sens les pressions qu'il subit, que l'automobile, roulant sur des bandages de caoutchouc remplis d'air comprimé, sur ses « pneus », en un mot, a pu triompher des cahots de la route et atteindre les vitesses avec lesquelles elle circule aujourd'hui. Raréfié dans des tubes souterrains, il transporte nos correspondances « pneumatiques »; chauffé, il assure dans toutes les pièces d'une maison la chaleur produite par un « calorifère » central.

L'atmosphère est donc bien utilisée par l'homme qui l'asservit, sous toutes les formes possibles, à tous les besoins de la civilisation. Je n'ai pas besoin de dire qu'elle est utilisée couramment, tous les jours, sous des formes tellement usuelles que l'on n'y prend pas garde : c'est grâce à l'oxygène de l'air que nous vivons, que nous respirons, que nos fourneaux peuvent brûler, que nos chaudières, par le foyer qui les échauffe, produisent de la vapeur, que nos moteurs d'automobiles réalisent le mélange gazeux qui leur est nécessaire. Toute l'industrie l'emploie, le plus souvent sans s'en douter. Quand à l'azote, son rôle n'est pas moindre dans l'économie générale de la nature.

L'air qui nous emprisonne est donc un geôlier magnifique, et ce n'est que justice de lui payer en passant le tribut de la reconnaissance que nous lui devons.

CHAPITRE XVI

Le « problème » de l'atmosphère.

Nous touchons bientôt au terme de ce livre; nous avons, au cours de ses divers chapitres, vu quelles lacunes existaient dans cette étude de l'atmosphère qui nous entoure : sans doute y en a-t-il encore beaucoup d'autres que les progrès nouveaux de la physique nous révéleront successivement. Ce que nous savons est peu, en regard de ce que nous ne savons pas, et l'on serait presque tenté de se laisser aller au découragement en présence de la tâche à accomplir si le découragement dans la recherche n'était la moins scientifique des attitudes.

Il nous faut donc accumuler le plus de documents possible sur cet Océan aérien dont nous avons commencé à faire la conquête, non plus des documents « sur le sol », mais des documents « d'altitude ». Ce n'est qu'en sachant ce qui se passe dans toute l'atmosphère, à toutes les hauteurs, que nous pourrons espérer quelque jour en connaître les lois et pouvoir enfin résoudre le grand problème de l'atmosphère, qui est la *Prévision du temps*.

Car c'est là le but pratique de la météorologie telle qu'elle doit être; certes, il faut reconnaître l'utilité, la nécessité même de ces longues et patientes compilations de bureau qui consistent à dépouiller d'innombrables observations et à dresser des statistiques des

divers éléments atmosphériques; mais cela ne suffit plus. C'est bien de savoir « comment » se répartissent les divers facteurs qui affectent l'état de l'air : nous avons l'ambition de savoir « pourquoi » ils se répartissent ainsi. Si nous connaissions ce « pourquoi », nous serions à même, sachant les causes, de prédire les effets, et alors seulement l'étude de l'air serait une « science » au vrai sens du mot, car, comme l'a si justement dit Le Verrier, l'illustre initiateur de la centralisation des observations internationales : « La météorologie ne passera à l'état de science que le jour où elle pourra prédire longtemps à l'avance la hauteur de la colonne barométrique. » Prédire la hauteur du baromètre en un lieu donné revient, en effet, à connaître d'avance les mouvements atmosphériques de ce lieu.

Voyons où en est, actuellement, cette grave question de la « prévision du temps » et quels sont les moyens que l'on a, aujourd'hui, d'annoncer « le temps qu'il fera » connaissant « le temps qu'il fait ». Remarquons dès maintenant que le problème a deux aspects bien distincts. On peut se borner à demander modestement à la météorologie de nous annoncer le temps pour le lendemain ou pour le surlendemain : cela suffit, dans beaucoup de cas, à éviter des désastres en agriculture, à empêcher de partir un navire qui, sans cela, prendrait le large. C'est là la prévision *à courte échéance*.

Mais nos ambitions peuvent aller plus loin : nous pouvons chercher à prédire, *à longue échéance*, l'état de l'atmosphère, et par le mot « longue échéance », il faut entendre la prévision plusieurs années à l'avance. Cela ne veut pas dire que notre ambition aille jusqu'à savoir combien il tombera d'eau à Bucarest le 18 avril 1972, par exemple, ou quelle y sera la température de l'air à la même date, à 9 heures du matin. Mais cela signifie que nous désirons pouvoir

dire d'avance quelle sera « l'allure générale » de l'année en question, si elle sera froide ou chaude, humide ou sèche; si elle sera riche ou pauvre en orages, etc. En un mot, la prévision à longue échéance revient à chercher s'il y a, dans les phénomènes atmosphériques, une *loi de périodicité.*

Parlons d'abord de la prévision à courte échéance : elle se fait, dans les services météorologiques, par l'étude des *cartes synoptiques*, dressées chaque jour en réunissant par une courbe les lieux de la Terre où la pression est la même : ce sont les lignes *isobares*, intersection avec le sol des « surfaces isobares » qui réunissent les points de l'atmosphère entière où la pression atmosphérique a la même valeur.

Ces « cartes synoptiques » sont construites pour la pression atmosphérique et pour la température : en un mot, il y a des « cartes d'isobares » et des « cartes d'isothermes. « Elles sont construites à l'aide des observations transmises par le télégraphe à partir des diverses « stations » en correspondance avec les bureaux centraux des divers pays. Ainsi les prévisions que l'on peut tirer directement de ces cartes dépendent du service télégraphique; si une tempête arrive de l'Ouest, on n'a pour se prémunir, que le temps qu'elle met à parcourir la distance qui nous en sépare lorsqu'elle nous est signalée. Dans le cas d'une tempête marchant à raison de 50 kilomètres à l'heure, il faut, pour en être averti un jour d'avance, qu'elle soit distante d'au moins 1.200 kilomètres.

Quand, sur une carte du temps, les isobares sont en forme de courbes vaguement concentriques et contournent une plage où la pression est minima, on a la figuration d'une « dépression », et le déplacement de cette dépression sur les cartes successives permet de conclure quelle sera sa marche *probable* pour le lendemain. Les isobares d'aspect allongé, en manière

d'ellipse, présagent généralement une augmentation de la dépression principale; l'existence d'un anticyclone, ou centre de haute pression en avant de la route suivie par une bourasque peut, dans certains cas, l'arrêter et l'obliger à se dissoudre sur place. Ces bourrasques, d'ailleurs, sont rarement isolées: elles arrivent par séries, se succédant à un, deux, trois jours d'intervalle, jusqu'à ce qu'il y ait un « changement d'allure » dans le régime général de l'atmosphère.

Sur les cartes du temps sont également tracées les lignes isanomales, numérotées en chiffres romains : ce sont les lignes qui réunissent les points de la surface terrestre auxquels on a observé la même variation du baromètre pendant un jour : leur importance est considérable.

La position de l'Europe la désavantage au point de vue de la prévision immédïate des tempêtes : celles-ci viennent presque toutes de l'Ouest; beaucoup d'entre elles, d'ailleurs, ne viennent pas d'Amérique, comme on le croyait autrefois, et plus de la moitié prennent naissance en plein Atlantique, comme le fait clairement comprendre la lumineuse théorie de Maurice de Tastes. Ce sont donc les stations avancées vers l'Ouest, Açores, Valentia, en Irlande et l'Islande qui nous donneront les plus précieuses indications. La télégraphie sans fil, aujourd'hui entrée dans la pratique courante des navigateurs, leur permettra bientôt d'envoyer aux stations continentales des renseignements d'une importance capitale sur l'état du temps au large : grâce à eux la prévision imédiate sera grandement améliorée.

C'est en inspectant les cartes successives des journées précédentes que l'on peut pronostiquer le temps du lendemain. Il faut d'abord regarder ce qui se passe aux environs de Valentia; une tendance à la baisse dans ce poste avancé vers l'Ouest est toujours une

chance de mauvais temps, surtout si les lignes isanomales en entourent concentriquement la place sur la carte. En combinant les déductions de cette étude et les symptômes locaux, on peut espérer pronostiquer le temps un jour d'avance avec une probabilité d'exactitude de 78 °/₀, ainsi qu'il résulte des statistiques du Bureau central météorologique.

78 °/₀, ce n'est évidemment pas beaucoup, et cela constitue presque *un quart* de prévisions erronées. On ne peut, dès lors, s'empêcher de reconnaître combien ces méthodes classiques utilisent mal les renseignements accumulés au prix d'un laborieux et coûteux effort, car, cette proportion de 78 °/₀, on peut l'atteindre presque, d'une façon infiniment plus simple, en mettant à profit le *principe de continuité* que l'on trouve à la base de tous les phénomènes naturels.

En effet, en annonçant simplement que « *demain il fera le même temps qu'aujourd'hui* » on fait une prévision que la statistique démontre exacte dans la proportion de 75 °/₀, c'est-à-dire presque la même que celle des prévisions des offices météorologiques. Cela se comprend aisément : les beaux temps et les mauvais temps arrivant *par séries*. Le proverbe latin *Post nubila Phœbus* devrait être quelque peu transformé, et la vérité serait de dire : « Après la pluie, la pluie, après le beau temps, le beau temps ». Ce n'est que quand le « régime de série » change, quand une série de bourrasques ou de pluie succède à une série claire, qu'il y a changement considérable d'un jour à l'autre, et, comme nous l'avons dit, cela n'arrive guère qu'une fois sur quatre. Voilà donc la méthode la plus simple de prévision prochaine du temps; en la combinant avec l'observation rationnelle du baromètre, on peut ainsi arriver à des prévisions assez exactes.

Toutefois, cette proportion de 75, de 78 °/₀ même

de prévisions justes n'est pas très grande; elle est loin de suffire aux besoins de l'agriculture et de la navigation. Un distingué météorologiste français, Gabriel Guilbert, a amélioré dans une proportion considérable le mode de prévision à courte échéance, en y apportant des vues personnelles d'une grande originalité. Sa méthode est très sûre, d'une application facile, et augmente dans des proportions telles la probabilité des pronostics que l'on peut dire que, là où les prévisions par les méthodes classiques se trompent cinq fois, les prévisions par la méthode Guilbert ne se trompent qu'une fois : c'est un beau résultat, et cela diminue des 4/5e les erreurs que laisse à prévoir l'application des méthodes ordinaires.

La méthode Guilbert est appliquée en Hollande et en Allemagne; elle ne l'est pas, officiellement du moins, en France : nul n'est prophète en son propre pays. Mais elle a reçu de tels témoignages de la part de savants tellement autorisés que l'on peut la considérer comme la meilleure et la plus pratique de celles qui existent actuellement. Nous allons en résumer brièvement les principes.

Elle est basée sur la notion du *vent normal*. Quand il existe entre deux points de la Terre une différence de pression, le vent doit souffler de la haute pression vers le point où la pression est plus faible; pour une différence donnée de hauteur barométrique, il doit y avoir, dans une atmosphère en régime régulier, un vent de vitesse *déterminée*, correspondant à cette différence. C'est ce vent que Gabriel Guilbert appelle le *vent normal*. Comme les cartes météorologiques donnent, aux diverses stations qui y figurent, les vitesses du vent « observé » on peut voir à première vue si ces vitesses sont égales à celle que doit avoir le vent théorique, si elles lui sont inférieures ou supérieures, en un mot si le vent est normal, s'il est anormal par excès ou anormal par défaut. Comme règle effective

pour apprécier si le vent est normal, Gabriel Guilbert donne celle-ci, qui résulte de nombreuses années d'observation : on peut considérer comme normal un vent dont l'intensité, exprimée de 0 à 9 dans l'échelle télégraphique qui sert à indiquer la force du vent dans les télégrammes météorologiques, est le double du nombre qui exprime le gradient barométrique, celui-ci étant mesuré en millimètres par degré géographique.

Ceci posé, on peut réduire à trois règles fondamentales la méthode de Guilbert :

1° Toute dépression qui donne naissance à des vents de force supérieure à la normale se comble plus ou moins rapidement ; au contraire, toute dépression qui donne naissance à des vents anormaux par défaut se creuse et devient une tempête.

2° Toute dépression entourée de vents inégalement anormaux marche vers la région de moindre résistance.

3° La hausse de pression a lieu suivant une direction perpendiculaire au vent proportionnellement trop fort, et se fait de droite à gauche : le vent anormal par excès fait monter la pression sur sa gauche[1].

Ces règles sont des plus remarquables, surtout si on les compare aux méthodes ordinaires de prévision. Celles-ci, en effet, se bornent à indiquer l'itinéraire probable de la dépression pour le lendemain, sans pouvoir prédire s'il y aura embellie ou aggravation. La méthode Guilbert, au contraire, nous indique non seulement cet itinéraire, mais nous dit ce que va devenir la dépression en question, si elle se calmera ou s'irritera davantage, dans quel sens elle se dirigera, et surtout *de quel côté seront les plus hautes pressions* : c'est cette dernière règle qui est la plus importante,

1. Voir A. Berget. *Le temps qu'il fait, le temps qu'il fera*, 1 vol. in-8. Paris, Delagrave, 1912.

car elle permet de faire d'avance, en quelque sorte, la « carte météorologique » du lendemain.

Aussi la méthode Guilbert a-t-elle permis d'annoncer vingt-quatre heures à l'avance des tempêtes que les météorologistes professionnels déclaraient eux-mêmes « impossibles à prévoir ». Elle est une jolie solution d'un important « problème de l'atmosphère », et c'est elle que doivent appliquer les aéronautes et les aviateurs, les agriculteurs et les marins, s'ils veulent avoir le maximum de probabilité dans l'annonce du temps du lendemain : ils porteront de 78 à au moins 90 °/₀ les chances d'exactitude de leurs prévisions, et ce n'est pas peu de chose. En combinant cette sûre méthode avec les pronostics locaux, avec l'observation des nuages et des vents, avec les indications fournies par l'expérience personnelle, on arrive à une presque certitude.

Ce que nous venons de dire est relatif aux prévisions météorologiques pour la France et l'Europe occidentale, régions qui, nous l'avons dit, sont désavantagées au point de vue des avertissements météorologiques, la plupart des tempêtes venant de l'Ouest, c'est-à-dire de l'Atlantique ; ce n'est que lorsqu'un service régulier d'observations faites au large par les navires et transmises au continent par T. S. F. sera régulièrement organisé, que nous pourrons appliquer d'une façon vraiment efficace les méthodes de prévision prochaine du temps.

Il n'en est pas de même aux Etats-Unis de l'Amérique du Nord : d'abord, le service météorologique de ce pays, le *Weather Bureau*, est organisé et dirigé de façon absolument supérieure ; de plus, la situation géographique du territoire de l'Union, étendu de l'Ouest à l'Est, y facilite singulièrement la prévision du temps. Les dépressions prennent naissance dans l'ouest de ce vaste pays, qu'elles traversent dans son

centre ; elles peuvent ainsi être « suivies » et leur arrivée peut être annoncée aux Etats de l'Est dans des conditions d'exactitude bien supérieures à celles que nous avons en Europe. De plus, l'observation continue des variations de pression aux îles Hawaï, au centre du Pacifique nord, a permis de constater que ces variations précèdent presque toujours de plusieurs jours certaines perturbations sur la côte californienne et même sur le continent nord-américain tout entier. Grâce à ces conditions géographiques avantageuses, grâce à la merveilleuse organisation du *Weather Bureau* qui en tire le meilleur parti possible, les prévisions ne se bornent pas à être faites pour le lendemain : elles sont presque toujours faites pour trente-six ou quarante-huit heures d'avance. Dans le cas où l'on utilise des observations caractéristiques faites aux îles Hawaï, elles peuvent même, parfois, être faites une semaine d'avance. Aussi la moyenne des prévisions justes s'élève à *85 pour cent* ; en certaines stations plus favorisées par leur position, la moyenne, sauf en avril et en mai, monte jusqu'à 92 °/₀.

Le résultat pratique de ce service de prévisions est prodigieux. L'une des Chambres de commerce des régions agricoles signalait récemment que l'utilisation d'*un seul* des avertissements envoyés par le *Weather Bureau* avait sauvé d'un désastre, sans cela certain, 12.500.000 francs de récoltes. En Floride, 500.000 francs de fraises ont été sauvées en une nuit grâce aux prévisions ; les expéditeurs d'œufs profitent de l'annonce des « vagues de froid » pour faire leurs envois, et, inversement, les brasseurs arrêtent les leurs quand les avertissements leur font savoir que la température dépassera 20 degrés. En 1910, *toutes* les prévisions de gelées ont été exactes, et annoncées trente-six heures d'avance, La Californie put sauver ainsi pour *deux cents millions de fruits !*

Voilà pour les services rendus à l'agriculture. Quant à ceux qu'une telle organisation peut rendre à la navigation maritime et à la navigation aérienne, ils sont incalculables. Enfin, le *Weather Bureau* a organisé un service spécial de prévision des crues des grands fleuves : au cours d'une des dernières années, les riverains du Mississipi ont pu sauver pour 75 millions de bétail et de denrées, grâce à des avertissements de crues fournis huit jours d'avance.

Les Américains du Nord sont, par essence, des hommes « pratiques ». Le budget annuel du *Weather Bureau* est de 8 millions de francs : on voit, par l'importance des services que rend cet établissement unique au monde, que c'est là de l'argent « bien placé ». Qu'il nous soit permis d'exprimer le souhait de voir nos gouvernements européens s'inspirer de ces magnifiques résultats, donner aux institutions météorologiques du vieux continent les moyens matériels de rendre des services réels, diminuer les entraves administratives qui en paralysent trop souvent le bon fonctionnement, et choisir pour les diriger des hommes « de progrès ». Le jour où ces conditions seront réalisées, le jour où, parallèlement à des services d'observations consciencieuses seront institués des services de recherches météorologiques, et où la haute atmosphère sera explorée comme l'atmosphère inférieure, alors on pourra augmenter encore la sûreté et l'étendue des prévisions à courte échéance ; la prévision à trois jours sera chose générale, l'on verra quels bienfaits la Météorologie ainsi comprise prodiguera à l'humanité.

Examinons maintenant l'autre côté de la question : la prévision à longue échéance.

Cette prévision a, de tout temps, hanté l'esprit de tous ceux qui étudiaient l'atmosphère ; de tout temps on a cherché à trouver des lois de périodicité dans les

manifestations des phénomènes atmosphériques : ne voyons-nous pas, dans la Bible même, les séries d'années humides et d'années sèches figurées par le double symbole des sept vaches grasses et des sept vaches maigres? L'empirisme, la superstition ont fourni des pierres à l'édifice et, pendant longtemps, en présence de l'insuffisance des « lois » énoncées, on a cru le problème impossible à résoudre.

Aujourd'hui, la question est entrée dans une autre voie et c'est dans le rayonnement solaire que l'on a cherché et que l'on commence à trouver la clef du mystère : c'est à sir William Herschel que revient l'honneur d'avoir ouvert la voie dès le commencement du XIXe siècle. L'illustre astronome, tout en constatant le manque de données météorologiques, permettant, à son époque, de se faire une idée précise de l'allure des saisons, a eu l'idée de s'adresser à un phénomène naturel qui est, en quelque sorte, une « intégration » des effets du rayonnement solaire, et ce phénomène, c'est tout simplement la végétation. Le prix du blé représente exactement la rareté ou l'abondance de sa production dans les régions où on l'étudie, c'est-à-dire, en définitive, « est un critérium certain de la quantité de lumière et de chaleur émise par le Soleil. »

Sir W. Herschel a étudié la période comprise entre les années 1650 et 1713, c'est-à-dire a fait porter ses recherches sur une série de soixante-trois années consécutives. Il a constaté, en examinant les variations des prix du blé pendant cet intervalle, qu'il se produisait une rareté de la végétation durant les années au cours desquelles le Soleil n'avait pas de taches : ces dernières seraient donc les symptômes d'une abondante émission de lumière et de chaleur.

Ainsi, dès 1801, un homme de génie pressentait la cause des grandes fluctuations dans le régime de notre atmosphère. A cette époque, la Physique solaire se bornait à la seule connaissance des taches. On igno-

rait les relations de cause à effet qui lient les variations du rayonnement solaire à celles du magnétisme terrestre, des courants telluriques, de l'électricité atmosphérique, des manifestations sismiques; la spectroscopie n'avait pas encore, par les prodiges qu'elle a réalisés depuis, fait connaître la composition chimique de l'astre dont le rayonnement régit la vie même de la Terre.

Mais quand la Physique du Soleil fut plus avancée, quand on put appliquer à l'étude de son rayonnement la photographie qui conservait indéfiniment l'image des apparences constatées, quand on put observer séparément le spectre des taches solaires, la question des rapports entre l'activité solaire et les grands mouvements de l'atmosphère terrestre entra dans une phase nouvelle. Depuis que Janssen et sir N. Lockyer eurent indiqué leurs méthodes pour étudier les protubérances et la chromosphère, c'est-à-dire depuis 1868, on constata d'une façon certaine que la radiation solaire n'était pas constante, mais subissait, au contraire, d'incessantes variations. Dès lors, l'intervention de l'astre dans les phénomènes de l'atmosphère devenait plus complète : on croyait qu'il n'intervenait que par les variations de sa distance et par celles de l'inclinaison de ses rayons, et voici qu'il fallait tenir compte des variations dans son rayonnement au cours des années successives. On s'approchait de la vérité, on « tournait autour de la maison pour en trouver la porte ». Et ce fut le Dr Meldrum, directeur de l'Observatoire de l'île Maurice, possession anglaise à l'est de Madagascar, qui eut le mérite de l'entr'ouvrir le premier. La région des Mascareignes est, en effet, une « région à cyclones » : placée vers le point de contact des circuits aériens du Sud-Atlantique et de l'océan Indien, elle est dans les conditions nécessaires pour voir naître et se développer ces phénomènes essentiellement régionaux et saisonniers. Les

cyclones y sont, d'ailleurs, particulièrement redoutables et y produisent de terribles dévastations. Aussi l'attention du savant anglais s'était-elle de suite portée sur les statistiques de ces dangereux météores qui, outre qu'ils dévastent les plantations, causent la perte de nombreux navires dont les épaves viennent échouer sur les rives de l'île Maurice.

Or, le Dr Meldrum constata que la statistique du nombre des épaves échouées à l'île Maurice suivait exactement les mêmes variations que celles du nombre des taches solaires : la courbe qui traduisait la première s'emboîtait exactement, grâce au synchronisme de ses maxima et de ses minima, dans la courbe exprimant les variations des taches. On commençait donc à avoir mieux qu'un vague pressentiment : des nombres venaient annoncer la naissance d'une loi nouvelle. Et, deux ans après, en 1874, sir N. Lockyer découvrait un cycle de pluie ayant une périodicité identique à celle du cycle des taches solaires en étudiant les pluies de Ceylan. Cette périodicité fut d'ailleurs confirmée par l'étude, faite par le Dr Meldrum, des pluies de Madras et du cap de Bonne-Espérance. Ainsi, les cyclones, d'une part, les pluies, d'autre part, subissent, dans leur fréquence ou leur abondance, les mêmes variations que le nombre des taches du Soleil et aux mêmes époques. En ce qui concerne les pluies, la loi fut également reconnue exacte pour le nord de l'Angleterre et l'Ecosse.

En 1875, l'astronome Chambers alla plus loin : il découvrit une relation de périodicité synchrone entre le nombre des taches et la pression barométrique dans les Indes : une basse pression moyenne correspond au maximum des taches, tandis qu'une haute pression correspond à leur minimum. Et, un peu plus tard, reprenant sous une autre forme l'observation initiale d'Herschel, M. Chambers démontrait, chiffres en mains, que les grandes famines de l'Inde, toujours

amenées par des années sans pluie et par conséquent sans récoltes, étaient toujours précédées par des phases de fortes pressions barométriques : celles-ci étant liées aux minima de taches solaires, il en résultait la possibilité de prévoir à l'avance l'époque à laquelle se produirait la disette contre laquelle la prévision ainsi faite permettrait de se prémunir.

Ainsi amorcée, l'étude de l'influence des rayonnements solaires sur les phénomènes atmosphériques ne pouvait manquer d'être féconde. Les méthodes de l'astrophysique se perfectionnaient d'ailleurs, fournissaient des documents de plus en plus précis en ce qui concernait le Soleil : la discussion raisonnée des statistiques météorologiques allait bientôt conduire le professeur Brückner, de Vienne, à la découverte d'une « période » météorologique pour l'Europe occidentale et cette période s'est trouvée assez confirmée par l'observation pour que son énoncé s'appelle aujourd'hui la *loi de Brückner*. Voici cette loi :

« Depuis environ mille années, le climat de l'Europe occidentale paraît éprouver des oscillations régulières, d'une durée moyenne de trente à trente-cinq ans; chacune de ces périodes se partage elle-même en deux phases de quinze à dix-sept ans, l'une d'années froides et humides, l'autre d'années chaudes et sèches. »

Ce qu'il y a de tout à fait remarquable dans la loi de Brückner, c'est qu'elle est uniquement empirique : basée sur l'observation *seule*, elle ne part d'aucune théorie et ne fait intervenir aucune hypothèse. Elle emprunte à ce fait une importance d'autant plus grande. Voici d'ailleurs les considérations qui ont conduit son auteur à l'énoncer sous la forme précédente.

Le dépouillement et la discussion des statistiques météorologiques du XIXe siècle montrent nettement trois phases froides : l'une de 1806 à 1820, la seconde de

1836 à 1850, la troisième de 1871 à 1885. Et entre ces phases froides venaient s'interposer deux phases chaudes : 1821-1835, et 1851-1870. Et si passant des statistiques de températures à celle de pluies on cherche comment se répartissent les années humides, on trouve que celles-ci sont réparties dans trois phases : la première de 1806 à 1825, la seconde de 1841 à 1855, la troisième de 1871 à 1885, séparées par deux phases à années sèches qui sont : 1826-1840 et 1851-1870. Il y a donc une concordance manifeste entre les phases froides et humides d'une part, les plus chaudes et sèches d'autre part, et la durée des cycles de deux phases varie entre trente et trente-cinq ans.

Pendant le XIX[e] siècle, on avait de sérieuses observations météorologiques. Le professeur Brückner voulut remonter plus haut dans l'histoire, même aux époques où thermomètres et pluviomètres faisaient défaut. Mais puisqu'il y a concordance entre les périodes pluviométriques et thermiques il suffisait de connaître la loi des premières pour en déduire celles des secondes, et s'il n'y avait pas autrefois, de pluviomètres « scientifiques » il y a toujours eu de magnifiques pluviomètres « naturels », ce sont les grands lacs, surtout les lacs fermés. Il est certain qu'un réservoir comme la mer Caspienne accuse, par les variations de son niveau, la variation du régime des pluies qu'elle reçoit. Par suite, les ascensions de ce niveau, correspondant à des années pluvieuses, donnent naissance à des crues et à des inondations, inondations dont on doit retrouver la trace dans les archives des communes riveraines.

C'est, en effet, ce que l'on a pu réaliser. Par les statistiques des crues des lacs de l'Europe occidentale, le professeur Brückner a pu confirmer la périodicité de trente à quarante ans pendant tout le XVIII[e] siècle, et allant plus loin il a pu, par des recherches qui portent sur des documents remontant à l'année 1020, établir

que la période de trente à trente-cinq ans se montrait toujours depuis un bon millier d'années.

L'importance de la loi de Brückner est considérable : elle permet de prévoir d'avance l'allure générale d'une série d'années. Ainsi, en 1900, nous sommes entrés dans une phase froide et humide. Cela ne veut pas dire que les hivers se caractérisent par des gelées ou des neiges exceptionnelles, mais que la *moyenne* de la température est nettement au-dessous de la normale ; de fait, et depuis 1900, nous n'avons pour ainsi dire pas de printemps, nos étés furent froids à l'exception d'un seul, et l'abondance des pluies a été caractéristique. Le cycle tire à sa fin, et, vers 1915 ou 1917 nous entrerons probablement dans le cycle « chaud et sec ».

Cette possibilité de prévoir le caractère général météorologique d'un groupe de quinze à dix-sept années a, même, au point de vue des affaires, une importance qui n'échappera à personne : il est certain qu'il y aurait folie, par exemple, à engager des capitaux dans une entreprise de navigation fluviale au début d'une période de quinze années sèches, au cours desquelles on a la presque certitude d'avoir des baisses de niveau dans les fleuves et les canaux, c'est-à-dire de désastreuses séries de chômages. De même il y aurait imprudence à organiser des stations estivales au début d'une phase d'années froides et humides, au cours desquelles on peut craindre des étés comme ceux que nous venons de subir en 1912 et 1913.

La loi de Brückner est uniquement déduite de l'observation ; elle a d'ailleurs reçu une puissante confirmation par les travaux du Prince Roland Bonaparte sur le régime des glaciers, par les études de Richter sur le même sujet, par celles, aussi, du professeur Hann sur les quantités d'eau tombées pendant un siècle, à Klagenfürth, à Milan et à Padoue.

Dès que cette loi fut connue, les savants en recherchèrent une explication. Le professeur Brückner fit lui-même la remarque, que cette période de trente à trente-cinq ans coïncidait avec un cycle qui serait formé de trois périodes undécennales des taches solaires, ces périodes étant, comme on le sait, d'un peu plus de onze années. Toutefois, à l'époque où la loi fut énoncée, on ne connaissait aucune période solaire égale au triple de la durée d'une période des taches. Mais le Dr Rudolf Wolf, de l'Observatoire de Greenwich, a découvert une période cosmique correspondant sensiblement à la période météorologique de Brückner. Selon le savant astronome, des changements dans toute la surface active du Soleil seraient affectés d'une périodicité de trente-quatre à trente-cinq ans, et M. W. J. Lockyer a pu mettre en évidence une longue période solaire de trente-trois ans environ, ce qui coïncide suffisamment avec la durée de trente à trente-cinq ans assignée par Brückner à la périodicité météorologique. Il y a donc une coïncidence de périodicité, et il est bien difficile de nier, en face d'un pareil accord, l'influence de la radiation solaire sur l'état général de l'atmosphère.

Il est essentiel, toutefois, de remarquer que la loi de Brückner, loi tout expérimentale, n'est applicable qu'aux régions qui ont fourni les observations nécessaires à son établissement, c'est-à-dire aux régions de l'Europe occidentale : il serait illogique de l'appliquer à l'Amérique du Sud, par exemple, ou à l'Antarctique.

L'activité de la radiation passe par un paroxysme à l'époque du maximum de taches : l'astre présente donc une température maximum à l'époque du maximum des taches, une température minimum aux époques de minimum, et sa température moyenne se manifeste aux époques intermédiaires ; les expériences de Savelieff, sur les variations de la constante

solaire l'ont parfaitement démontré. Cela est confirmé par les observations spectroscopiques.

Sur les pays intertropicaux, en chaque point desquels le Soleil envoie deux fois par an des rayons perpendiculaires à la surface du géoïde, nous observons une bien plus grande régularité dans tous les phénomènes météorologiques : les fluctuations solaires doivent donc s'y faire sentir avec une netteté toute particulière. Il y a lieu, toutefois de faire au sujet des régions équatoriales une remarque importante.

Quand les météorologistes mesurent des températures appelées à figurer dans leurs statistiques, ces températures sont prises au voisinage de la surface du sol : ce sont donc celles de la couche inférieure de l'atmosphère. Elles ne sont pas causées par la quantité totale de chaleur que l'ensemble du globe terrestre reçoit du Soleil, mais seulement par celle qui arrive jusqu'à la surface de la Terre après avoir traversé toute l'atmosphère. Or, la plus grande partie de la surface de la Terre, surtout à l'équateur, est recouverte d'eau : le premier effet de l'arrivée de la chaleur solaire sera donc d'aviver l'évaporation, et d'augmenter la quantité de vapeur contenue dans l'air surjacent. Les nuages seront plus nombreux, les pluies plus abondantes, comme le montrent d'ailleurs les statistiques qui accusent une moyenne de 2 mètres de pluie à l'équateur. Mais une atmosphère ainsi chargée de vapeur est moins transparente pour les radiations qui lui arrivent ensuite; par suite, la température du sol sera moins élevée.

L'augmentation dans l'activité de la radiation solaire se traduira donc, dans les pays équatoriaux ou intertropicaux, par deux manifestations bien distinctes : l'augmentation du régime des pluies, qui, ainsi que nous l'avons vu, suit les variations du nombre des taches, et ensuite une diminution de la température moyenne au niveau du sol.

Ce résultat demandait à être confirmé : il l'a été grâce à de belles recherches de M. Ch. Nordmann qui, en discutant toutes les statistiques de températures des régions équatoriales, a montré que les variations de la courbe des températures se produisaient en sens inverse de celles du nombre des taches solaires. C'est là une vérification remarquable des vues théoriques que nous résumons ici.

Jusqu'à présent, nous avons vu les taches du Soleil entrer seules en jeu pour modifier l'allure générale des phénomènes atmosphériques. Mais les taches ne sont pas seules à témoigner de l'activité solaire : il y a les protubérances. On sait les admirables études qu'en ont faites, M. Deslandres en France, M. Hale aux États-Unis. Ces travaux ont montré que la surface du disque solaire affectée par les protubérances pouvait aller jusqu'au dixième de la surface totale de l'astre : il y a donc là des perturbations dont l'influence relative sur la radiation peut et doit être importante.

On a pu établir que le cycle des taches, dont la période est de onze années, donnait lieu à un « cycle de protubérances » de trois années et sept dixièmes, c'est-à-dire du tiers de la durée du cycle des taches. Or, les études poursuivies par le service météorologique des Indes ont montré que des fluctuations très nettes ont lieu dans le régime des pressions et que la périodicité en est, également, de 3, 7 ans. En poussant ces études de plus en plus, le professeur Lockyer est arrivé à des conclusions assez sérieuses pour pouvoir énoncer des lois plus générales encore : il a fait observer que les variations de longue durée affectaient toujours des étendues considérables de la surface terrestre, et il a pu ensuite arriver à ce résultat d'une haute importance, que, au point de vue des grandes variations météorologiques, la surface du globe entier pouvait être divisée en deux régions principales. La première est la région indienne, dont

les fluctuations se font sentir sur la Sibérie, les Indes, la Chine, l'Australie, l'Afrique orientale et l'Europe ; la seconde a son centre vers Cordoba, dans l'Amérique du Sud, comprend les deux Amériques et affecte le Pacifique à l'ouest du continent américain, jusqu'au voisinage des îles Hawaï. Ces deux régions sont donc les centres des variations barométriques de toute la Terre. Les années de hautes pressions moyennes sont celles où les taches sont plus faibles. Les pressions de l'Inde et de l'Amérique du Sud ne sont pas absolument inverses : il y a un « décalage » d'environ six années entre leurs maxima.

Indépendamment des taches et des protubérances, il y a d'autres phénomènes solaires qui doivent avoir sur notre atmosphère une répercussion : les « filaments » découverts et étudiés par M. H. Deslandres doivent être au nombre de ceux-là, et certainement, quand on sera en possession de statistiques en quantité et en qualité suffisantes, on ne manquera d'apercevoir des relations entre les variations que présentent ces phénomènes et des changements correspondants dans l'état de notre enveloppe gazeuse. Déjà on a observé dans l'atmosphère de feu qui entoure le Soleil de véritables cyclones, des tempêtes à mouvements tourbillonnants très nets. Y a-t-il une relation entre ces formidables météores solaires et les perturbations qui peuvent affecter notre milieu atmosphérique ? L'avenir, prochain peut-être, nous le dira certainement.

Nous voyons donc le Soleil intervenir de la façon la plus variée dans tous les phénomènes atmosphériques. Dans l'hypothèse où sa radiation serait constante, la variation quotidienne de sa déclinaison astronomique, de sa distance à la Terre à cause de l'orbite elliptique de celle-ci, occasionne des modifications continues dans les quantités de chaleur et de lumière

qu'il nous envoie. Mais, en outre, sa radiation varie sans cesse, elle est soumise à des vicissitudes dans lesquelles on commence à voir des lois de périodicité. Les études de plus en plus serrées des phénomènes météorologiques généraux nous permettent aujourd'hui d'y voir des lois des périodicité analogues et de même période que celles qui expriment les variations du rayonnement solaire. Déjà nous connaissons l'influence des taches : nous commençons à connaître celle des protubérances, nous soupçonnons celle des filaments.

Indépendamment des actions exercées par les taches sur la pression générale et la température, d'autres effets ont été constatés : le professeur Brillouin a constaté que, chaque fois qu'une tache apparaissait au bord oriental du Soleil, il se formait, au-dessus de l'Europe centrale, un ou plusieurs courants dérivés, sortes de canaux transversaux dans cette grande boucle dessinée par le circuit atmosphérique amorcé par le Gulf-Stream et dont Maurice de Tastes a conçu la notion et montré l'importance.

Nous avons vu également, en étudiant l'électricité atmosphérique, que le Soleil nous envoyait des poussières électrisées, que l'émission de ces poussières était en relation avec l'activité solaire, que son maximum coïncidait avec les époques où le nombre des cirrus était le plus grand. Le Soleil nous envoie des ondes électriques, des rayons cathodiques ; il nous envoie en outre toutes ces mystérieuses radiations que notre esprit trop faible ne soupçonne pas encore mais qui, cependant, nous enveloppent de l'invisible réseau de leurs ondes inconnues, comme nous enveloppaient depuis l'origine des siècles les ondes électriques que nous ne connaissons que depuis quelques années seulement.

Aucun phénomène terrestre n'échappe à l'influence solaire : aurores polaires, tempêtes magnétiques, per-

turbations électriques, cyclones, orages, pluies, déplacements de la circulation générale, phénomènes sismiques, tout lui est soumis dans l'écorce solide et dans l'atmosphère ; l'Océanographie, à peine née, entrevoit l'influence que les radiations peuvent exercer sur certains phénomènes qu'elle étudie, et la science de la vie elle-même commence à soupçonner l'action, prépondérante peut-être, que les radiations solaires exercent sur la vie, le développement ou la mort des êtres vivants.

La voie est donc toute tracée à ceux qui étudient la science de l'air : c'est dans le Soleil qu'il faut chercher la clef de l'énigme. On a découvert que, dans son atmosphère de flammes, des tempêtes et des cyclones se produisent : il faut chercher la loi et la périodicité de ces cyclones et de ces tempêtes solaires, et voir la répercussion qu'ils ont sur nos tempêtes terrestres. Il faut que, par une union de tous les pays civilisés, l'étude de l'astre soit suivie de tellement près qu'aucune manifestation de sa surface ne puisse échapper à l'objectif photographique de l'un au moins des observatoires chargés d'en enregistrer les moindres incidents.

Mais il faut aussi que la météorologie change d'aspect, et, que cessant d'être la science de la température à la surface du sol, elle devienne vraiment la « science de l'atmosphère ». L'essor de la navigation aérienne a montré son insuffisance actuelle : que ce soit pour elle un stimulant qui la porte à élever ses vues, et à nous faire, enfin, la science de l'air « tout entière » au lieu de la borner à celle de la pellicule gazeuse, épaisse de quelques mètres, et qui est en contact avec le sol sur lequel nous nous contentions de ramper naguère, mais au-dessus duquel nous nous envolons aujourd'hui.

Connaître les lois de toute cette masse gazeuse, en chercher les raisons à leur origine première qui est le

Soleil, les formuler de façon suffisamment sûre pour pouvoir dire à l'avance l'allure générale du temps, voilà la question à résoudre. Elle est posée : souhaitons qu'elle soit bientôt résolue.

Sans doute nos connaissances actuelles sur cette question, si intéressante par sa nature et sa complexité, sont-elles encore insuffisantes pour nous permettre de prédire de façon précise les dates des grands bouleversements atmosphériques ? C'est vrai, mais on aurait tort de désespérer. C'est par l'accumulation des efforts d'une série de siècles que les lois de la Physique ont pu être connues. Les découvertes se font en progression géométrique à mesure que les années s'ajoutent en progression arithmétique, et le jour n'est peut-être pas éloigné où nous aurons la solution complète du grand « Problème de l'Atmosphère ».

FIN

TABLE DES MATIÈRES

4586. — Paris. — Imp. Hemmerlé et Cie. — 5-1914

